Urednik
DR. TOMISLAV JELIĆ

Stručni recenzenti
PROF. DR. BERISLAV MAKJANIĆ
PROF DR. BRANKA PENZAR
PROF. DR. DRAŽEN POJE

Lektorica
AMOLIJA GRGOŠEVIĆ

Grafičko-likovni urednik
MARIO BARIŠIĆ

Korektor
DAVOR SUŠILO

Slog, prijelom i obrada slika
»DENONA« d.o.o. – Zagreb

Odobrio Odbor za izdavačku djelatnost Sveučilišta u Zagrebu
pod br. 02-779/1-1988, Zagreb, 22. rujna 1988.

ISBN 953-0-30820-5

CIP - Katalogizacija u publikaciji
Nacionalna i sveučilišna knjižnica, Zagreb

UDK 551.58(075.8)

ŠEGOTA, Tomislav
Klimatologija za geografe / Tomislav Šegota, Anita Filipčić. - 3, prerađeno izd. - Zagreb : Školska knjiga, 1996. - VIII, 472 str. ; 30 cm. - (Udžbenici Sveučilišta u Zagrebu = Manualia Universitatis studiorum Zagrabiansis)

Bibliografija: str. 453-463. - Kazalo.

ISBN 953-0-30820-5

I. Filipčić, Anita

961030037

Tisak
GRAFIČKI ZAVOD HRVATSKE – Zagreb

Dr. Tomislav Šegota – mr. Anita Filipčić

KLIMATOLOGIJA ZA GEOGRAFE

III., prerađeno izdanje



ŠKOLSKA KNJIGA – Zagreb, 1996.

SADRŽAJ

Predgovor VII

1. VRIJEME I KLIMA – SKUP ATMOSFERSKIH PROCESA 1

1.1. *Objekt klimatologije* 1
1.1.1. Vrijeme i klima 1
1.1.2. Klimatologija i geografija 2
1.1.3. Klimatski elementi i faktori (modifikatori) 3

1.2. *Atmosfera* 5
1.2.1. Atmosfera – sastavni dio Zemlje 5
1.2.2. Kemijski sastav atmosfere 6
1.2.3. Vertikalna struktura atmosfere 20

1.3. *Energetika atmosferskih procesa* 22
1.3.1. Radijacija 22
1.3.2. Temperatura 54

1.4. *Dinamika atmosferskih procesa* 112
1.4.1. Tlak zraka 112
1.4.2. Vjetar 124
1.4.3. Zračne mase i klimatske fronte 140

1.5. *Voda u atmosferi* 150
1.5.1. Vodena para 150
1.5.2. Magla, oblaci i naoblaka 157
1.5.3. Padaline 171

1.6. *Cirkulacija atmosfere* 208
1.6.1. Tipovi cirkulacije zraka 208
1.6.2. Lokalna i regionalna (tercijarna) cirkulacija 209
1.6.3. Sekundarna cirkulacija 219
1.6.4. Opća cirkulacija atmosfere 270

2. KLASIFIKACIJA KLIMA 287

2.1. *Raznolikost klima, njihovo definiranje i klasifikacija* 287
2.1.1. Potreba klasifikacije klima 287
2.1.2. Principi klasifikacije klima 287
2.1.3. Klimatski indeksi 288

2.2. *Köppenova klasifikacija klima* ... 290
2.2.1. Klime A, tropske kišne klime ... 294
2.2.2. Klime B, suhe klime ... 300
2.2.3. Klime C, umjereno tople kišne klime ... 308
2.2.4. Klime D, borealne ili snježno-šumske klime ... 322
2.2.5. Klime E, snježne klime ... 329

3. PROMJENA KLIME ... 337

3.1. *Fluktuacije i varijacije klime* ... 337
3.2. *Promjene klime u instrumentalnom periodu* ... 338
3.3. *Historijske i holocenske promjene klime* ... 345
3.4. *Klima posljednjeg glacijala* ... 352
3.5. *Klima previrmske kenozojske glacijacije* ... 364
3.6. *Klima daleke geološke prošlosti* ... 369
3.7. *Uzroci klimatskih promjena* ... 370

4. KLIMA HRVATSKE ... 375

4.1. *Klimatski položaj Hrvatske* ... 375
4.1.1. Opći klimatski utjecaji ... 375
4.2. *Energetika atmosferskih procesa* ... 376
4.2.1. Radijacija ... 376
4.2.2. Temperatura zraka ... 381
4.3. *Cirkulacija zraka* ... 397
4.3.1. Srednja raspodjela tlaka zraka ... 397
4.3.2. Zračne mase i fronte ... 401
4.3.3. Ciklone u širem području Hrvatske ... 406
4.3.4. Opća cirkulacija zraka ... 411
4.3.5. Glavni vjetrovi u hrvatskoj ... 416
4.4. *Vodena para i proizvodi kondenzacije* ... 431
4.4.1. Tlak vodene pare ... 431
4.4.2. Relativna vlažnost ... 431
4.4.3. Naoblaka ... 433
4.4.4. Padaline ... 439
4.5. *Klimatska regionalizacija Hrvatske* ... 451

Literatura ... 453

Kazalo pojmova ... 465

PREDGOVOR

Uz prvo izdanje

Budući da je čovjekova prirodna sredina silno kompleksna, proučavaju je mnoge znanosti, među ostalima i geografija. Dio te prirodne sredine je atmosfera, ali su procesi u atmosferi i na površini Zemlje tako važni u životnoj praksi da se i njima bavi više znanosti. Međutim, fizički su procesi u atmosferi i na tlu obrađeni u najgrubljim crtama. Težište je postavljeno na *posljedice, prostornu raspodjelu i vrernensku promjenljivost* klimatskih elemenata i faktora, jer je jedan od ciljeva ovog udžbenika da se utvrde uzroci razlike u klimi pojedinih dijelova svijeta i posljedice tih razlika u organizaciji ljudske zajednice.

Geografija je znanost koja istražuje relaciju između prirode i društva u određenom prostoru i vremenu. Ona – kao i sve druge znanosti – ima svoje pomoćne discipline, pomoćne znanosti; jedna je od njih i klimatologija. Tek ovdje nastaje najteži problem: Kako prilagoditi rezultate nekih prirodnih znanosti u našem slučaju klimatologije, potrebama suvremene geografije. Otuda i sam naziv – klimatologija za geografe.

Moram navesti i našu specifičnu teškoću, nedostupnost literature. Zato primjeri često nisu klasični. To međutim ne znači da se mogu uzeti neki stariji, čak i vrlo stari, primjeri. To je učinjeno namjerno u onim slučajevima kad ni najnovija istraživanja ne daju ništa principijelno novo. Primjeri često nisu klasični i zato što sam nastojao dati rezultate istraživanja što bliže nama, što bliže našoj zemlji. Budući da nisam mogao doći do mnogih originalnih radova, naveo sam izvor odakle sam preuzeo materijal. Čak i u nekim slučajevima kad se radi o davno utvrđenim općim činjenicama naveo sam izvor odakle je preuzeto, jer je danas teško utvrditi tko ih je prvi otkrio, dok je spomenuti izvor u metodološkom pogledu možda najprihvatljiviji od svih dostupnih.

Zahvalan sam prije svega prof. dru B. Makjaniću, koji je strpljivo i pedantno pročitao rukopis i ukazao na propuste te je korisnim sugestijama bitno pridonio kvaliteti teksta. Mnogo zahvaljujem i bibliotekarki Geofizičkog zavoda PMF-a B. Spevec i bibliotekaru Hidrometeorološkog zavoda prof. M. Zeljaku, koji su nerijetko izgubili mnogo vremena da se dođe do nekih knjiga i časopisa. Mnogo sam zahvalan i foto-laborantu Geografskog odjela D. Pavličeviću.

Uz drugo izdanje

U drugom izdanju ovog udžbenika su izvršene minimalne dopune, samo u primjerima kad se to svakako moralo učiniti. Autor je iskreno zahvalan recenzentima prof. dr. Berislavu Makjaniću, prof. dr. Branki Penzar i prof. dr. Draženu Poje.

Uz treće izdanje

Goleme su promjene koje su nastale u Hrvatskoj i susjednim zemljama. Klimatologija je znanost koja se – zbog svoga prostornog aspekta – vrlo često mora prilagoditi novim političkim promjenama. Prije svega, u trećem je izdanju posve novo poglavlje "Klima Hrvatske", pa bi to bio do sada najpodrobniji prikaz klime naše domovine.

Imali smo malo vremena, pa su promjene učinjene samo ondje gdje stari tekst nikako nije smio ostati.
Autori su iskreno zahvalni recenzentu prof. dr. Draženu Poji koji je, maksimalno angažiran, u najkraćem vremenu savjesno obavio svoj dio posla te je svojim poboljšanjima pridonio kvaliteti ovog udžbenika. Zahvalni smo i Državnom hidrometeorološkom zavodu Republike Hrvatske koji je dopustio korištenje klimatskih podataka.

1. VRIJEME I KLIMA SKUP ATMOSFERSKIH PROCESA

1.1. OBJEKT KLIMATOLOGIJE

1.1.1. VRIJEME I KLIMA

Jedno od najranijih iskustava čovjeka jest spoznaja o neprekidnoj promjenljivosti vremena (toplo-hladno; suho-vlažno; vjetar-tišina; kiša-snijeg itd.). Te promjene mogu biti tako nagle da se čak i u jednom danu vrijeme može promijeniti nekoliko puta. Samo nekoliko godina života dovoljno je da se uoči pravilna smjena vremena u tijeku godišnjih doba, više ili manje pravilna smjena tipova vremena u stanovitim dijelovima godine. Polazeći od svojih časovitih raspoloženja, čovjek je jednostavno klasificirao vrijeme na ružno i lijepo. Ta je klasifikacija subjektivna i krajnje relativna, jer praktična važnost vremena (npr. ekonomski interesi čovjeka-proizvođača) često može biti dijametralno suprotna od takve klasifikacije. Dakle, *vrijeme je momentano stanje atmosfere na određenu mjestu*. Određujemo ga prema *dominantnom* elementu, pa se uglavnom kaže: lijepo je vrijeme (jer sije sunce), vjetar je, pada kiša; ili: kakvo je vrijeme bilo jučer u Zagrebu, a kakvo u Dubrovniku. Vrijeme određujemo kratkim pogledom na nebo, ili – ako smo u kući – pogledom kroz prozor.

Kao što se dnevnom praksom ne može dokučiti neposredna spoznaja o sfernosti Zemlje, tako se iz životnog iskustva jednog čovjeka teško može otići dalje od »vremenskog« shvaćanja atmosferskih procesa. Životno iskustvo jednog čovjeka (ili jedne generacije) pokazuje da je klima manje ili više stabilna, nepromjenljiva, bez obzira na dnevnu i godišnju periodičnost, odnosno često velike razlike iz godine u godinu. Tako je, da bi što preciznije definirao tijek procesa u atmosferi, čovjek došao do pojma klime kao »*prosječnog stanja atmosfere nad određenim mjestom u određenu razdoblju uzimajući u obzir prosječna i ekstremna odstupanja*« (V. Conrad, 1936.) Treba poznavati i čestinu pojave i druge statističke veličine. *Klima je skup svih klimatskih elemenata* (tj. nije definirana samo jednim elementom). U sebi sadrži prostorno i vremensko ograničenje. Smisao ima npr. klima Zagreba, Korčule, Hrvatske, Jadranskog mora, Europe..., ali isto tako i klima neke padine, doline, šume, ravnice, grada itd.

Proučavanjem preostalih, očuvanih posljedica nekadašnjih klima ili pak analizom podataka o temperaturi, padalinama, tlaku, oštrim zimama, duljini planinskih ledenjaka, pojavi gladi, migracijama plemena i naroda itd. zaključilo se da se klima – mijenja. Međutim, te su promjene najčešće tako polagane (relativno polagane, dugotrajne u odnosu prema trajanju čovjekova života) da se ne mogu lako primijetiti u kratku razdoblju. Da bi se odredila klima jednog mjesta, kraja itd., potreban je dugogodišnji niz pouzdanih podataka kako bi iz toga izvedeni srednjaci bili reprezentativni. Treba dakle uskladiti dva kontrarna zahtjeva: a) što dulja motrenja i b) uzeti u obzir činjenicu da se u eventualno predugu razdoblju već mogu nazrijeti tendencije stanovite promjene klime (promjene najnižeg reda veličine). Zato je Međunarodna meteorološka organizacija donijela zaključak (Warszawa, 1935.) da je za dobivanje reprezentativnih podataka potreban period od 25 do 35 godina motrenja, a kao »standardni period« za utvrđivanje klimatskih normi uzeto je neprekidno razdoblje od 1901. do 1930. god. Tako se kompariranjem starijih, odnosno mlađih 30-godišnjih nizova s podacima označenoga standardnog perioda mogu izvesti zaključci o eventualnoj tendenciji promjene klime. Standardni period motrenja ne mora biti jednako dug u svim dijelovima svijeta. Postoji relativno malena razlika između vremena i klime (barem glede temperature) u najhladnijim polarnim krajevima i u ekvatorskom pojasu, gdje samo nekoliko godina motrenja daje reprezentativne podatke. Te su razlike najvažnije u umjerenim zonama, zato tu treba najdulje motriti vrijeme. Pokazalo se da se razni meteorološki elementi ne moraju motriti jednako dugo. Važno je podsjetiti na činjenicu da je najveći dio stanovništva, svjetske proizvodnje

i prometa koncentriran upravo u umjerenim geografskim širinama, pa se već iz toga lako može izvesti zaključak o važnosti poznavanja klime.

1.1.2. KLIMATOLOGIJA I GEOGRAFIJA

Prema potrebi, geografiju bismo mogli definirati šire (općenitije) i uže (detaljnije). U širem smislu geografija je znanost koja istražuje sadržaj prostora; ona upoznaje i objašnjava postanak i međusobni odnos elemenata prirodne osnove i faktore socijalne aktivnosti čovjeka. Znamo da su oni u najtješnjoj uzročno-posljedičnoj vezi. U užem smislu geografija je interdisciplinarna znanost, skup posebnih znanosti koje istražuju sadržaj i uzročno-posljedične odnose u geografskom prostoru. Pod geografskim prostorom misli se na sadržaj, izgled i međusobne odnose određenih prirodnih i socijalnih komponenata pejzaža. Cilj je geografskog istraživanja funkcija i razmještaj sastavnih dijelova pejzaža. To se istraživanje ostvaruje: a) regionalnim studijama, tj. kompleksnim studijama određenih prirodnih cjelina, ili b) studijama socijalnih kompleksa koji proizlaze iz neposredne relacije prirode i društva. Moderno geografsko istraživanje pretpostavlja poznavanje elemenata prirodne osnove razvoja svake regionalne ili socijalno-geografske strukture. Jedan je od elemenata te prirodne osnove – klima.

Klimatologija[1] *je znanost o klimi.* Svrha joj je prikaz klima raznih dijelova svijeta, njihova klasifikacija i rasprostranjenost. Klimatologija se može podijeliti na dva dijela: a) na opću (ili fizičku) klimatologiju, koja istražuje fizičke osnove prosječnih stanja atmosfere, i b) na klimatografiju, prikaz klime pojedinih krajeva ili postaja. Moderna klimatološka istraživanja su kompleksna, tj. ne istražuju se samo pojedini meteorološki elementi, nego se analiziraju i posljedice međusobnih odnosa svih meteoroloških elemenata, jer se klima ne može dovoljno precizno definirati samo jednim klimatskim elementom.

Budući da je klima jedan od elemenata prirodne osnove koja čini geografski prostor, nas će dalje interesirati relacija između klimatologije i geografije. Znanosti su neslućeno produbile naše znanje o prirodi i društvu, pa je često već vrlo duboko poznavanje procesa i posljedica nužno dovelo sve znanosti na put uske specijalizacije, do sužavanja objekta istraživanja. Nakon toga pojavio se problem međusobnih odnosa pojedinih znanosti. U našem primjeru moramo utvrditi kakav je odnos između geografije i klimatologije. Produbljavanje geografskog istraživanja prostora pokazalo je (kao i u svim drugim znanostima) potrebu prilagođavanja rezultata istraživanja graničnih disciplina potrebama *geografske interpretacije klimatoloških istraživanja*, odnosno pokazala se potreba izgrađivanja klimatologije za geografe.

Klimatologija za geografe treba staviti težište na određivanje činjenice koliko na klimu utječe kopno, a koliko more, koliko na nju utječe led zaleđenih mora i jezera, koliko golemi ledeni pokrovi ili mnogo manji planinski ledenjaci, ili pak geografska raspodjela kopna i mora, udaljenost od obale, pružanje glavnih elemenata reljefa, apsolutna visina kopna, smjer toka morskih struja, biljni pokrov, jezera i močvare, rijeke, maleni reljefni oblici, ekspozicija padina, stalno zaleđeno tlo i konačno sve što je stvorio čovjek ili sve ono na što je on utjecao. Tu prije svega treba misliti na gradove i na industriju. (Na klimatski utjecaj čovjeka treba gledati historijski, jer se mora imati na umu činjenica da je čovjek, npr. uništio milijune hektara šume, da je preorao desetke milijuna hektara stepe i prerije, da je navodnio stotine milijuna hektara obradive površine itd., a sve to zajedno moralo se donekle odraziti na klimi kakva je bila prije čovjekove intervencije.)

Svu problematiku klimatologije za geografe možemo svesti na tri kompleksa problema:

– *zašto* postoje razlike klime između raznih dijelova geografskog prostora;

– *kolika* je ta razlika;

– *kakva* je i *kolika* je *posljedica* utjecaja klime na geografske strukture u pojedinim dijelovima svijeta.

U jednom dijelu ovog udžbenika obrađuju se elementarni fizički uzroci postanka različitih klima.

U probleme se ulazilo onoliko koliko smo smatrali da je potrebno jednom geografu. Ne zanimaju nas toliko fizički procesi u atmosferi koliko njihove *posljedice*.

U drugom dijelu materije numeričkim su podacima (odnosno njihovim grafičkim prikazima) ilustrirane klimatske razlike između pojedinih dijelova svijeta. Iz njih se mora nazrijeti koliko klima pridonosi:

a) *diferencijaciji* geografskog prostora na manje cjeline, te, suprotno tome,

b) *okupljanju* i definiranju većih prostornih cjelina.

Nehomogenost Zemljine površine glavni je uzrok golemih teškoća pri utvrđivanju funkcionalnih veza između veličina koje određuju klimu, jer »svaki« kvadratni metar Zemljine površine donekle utječe na klimu u atmosferi iznad podloge; samo zbroj, konačni rezultat svih tih infinitezimalnih, beskonačno malenih utjecaja daje određeni biljeg vremenu i klimi. Zato će za geografiju biti važno proučavanje klime Zemlje kao cjeline, određivanje i kartogramsko prikazivanje i uspoređivanje klima u pojedinim dijelovima svijeta. Iz toga je nužno nastala klasifikacija klimatskih tipova i klimatskih zona kao manifestacija diferencijacije geografskog prostora na osnovi klime.

Silna kompleksnost atmosferskih procesa i vrlo zamršena interakcija između podloge i atmosfere (i obratno) uzrok je teškoća pri pokušaju prostornog definiranja granica klimatološkog istraživanja. Iako to nije striktno geografski problem, morat ćemo upozoriti na nj jer ćemo se i mi pokatkad s njime susresti. U praksi se pojavljuje problem razgraničenja (ili ograničenja) klimatoloških istraživanja. Već se u početku nastojala primijeniti terminologija koja je svojstvena geoznanostima; tako su nastali pojmovi: *makroklima*[2], *mezoklima*[3] i *mikroklima*[4]. Problem je i dalje nerješiv kad se pokušaju utvrditi dimenzije, odnosno granice između njih. (Razni autori idu i dalje pa predlažu termine kao što su: *planetarna klima*, *geoklima*, *topoklima*, *lokalna klima* itd.). Gdje je granica između pojedinih klima? U ovom času ne postoje općenito prihvaćene podjele. Problem kao da proizlazi iz činjenice što se miješaju horizontalna i vertikalna dimenzija prostora, a trebalo bi ih odvojiti. U onom dijelu atmosfere koji nas zanima postoji oštro izdvojen *prizemni poremećeni sloj* (oko 1,5 do 2 m visok, ili do krošanja stabala u šumi), u kojemu uglavnom postoje golemi gradijenti temperature i vlage, velike razlike brzine vjetra, turbulencije itd., po čemu se taj prizemni poremećeni sloj bitno razlikuje od troposfere iznad njega. (Upotrebljava se i nedefinirani termin *prizemni sloj*, pri čemu se misli na najdonji dio troposfere, pa se kaže prizemno strujanje itd.). Da je to doista tako, potvrđuje i činjenica što je spomenuta fizička struktura prizemnoga poremećenog sloja nametnula potrebu izgradnje specijalnih mjernih instrumenata i specijalnih metoda istraživanja koja su za praksu vrlo važna, jer u tom sloju živi najveći dio biljaka i životinja, pa i – čovjek. Većina stručnjaka smatra da se klima toga prizemnoga (2 m) poremećenog sloja treba zvati *mikroklimom* (horizontalne granice su do 100 m, a određuju se prema potrebi), a visokospecijalizirana znanost koja se bavi tim istraživanjima jest *mikroklimatologija*[5]. (Mikroklimatologija je proizašla iz neposredne praktične potrebe; statističko promatranje i geografski elementi velikih dimenzija sve više gube važnost. Umjesto dugogodišnjih nizova motrenja i iz njih izvedenih srednjaka, težište prelazi na direktna motrenja u određenom momentu ili periodu, najčešće na vrlo ograničenome prostoru, pa bi možda bolji termin bio – mikrometeorologija.)

To nije problem kojim će se baviti geografi, jer se klimatologija za geografe susreće, iako sa sličnim problemom, ali ipak s problemom druge vrste. Budući da se većina klimatskih elemenata prema dogovoru mjeri na 2 m visine (ili prema potrebi i na većoj ili manjoj visini); da se sve klimatske karte konstruiraju pomoću podataka iz zraka iznad prizemnoga poremećenog sloja; da se težište postavlja na srednje vrijednosti izvedene iz dugogodišnjih nizova (a samo se dopunjuju ekstremnim vrijednostima), geografski zanimljiva podjela klima imat će prije svega prostorni karakter, a cilj će biti kvantitativna diferencijacija klimatskih tipova, utvrđivanje njihovih granica i prostornovremensko premještanje tih međa. (Problem je dakle identičan jednome od konačnih ciljeva moderne geografije, problemu utvrđivanja granica geografskih regija.) Tako se došlo do cilja; do klasifikacije klima, bitnog problema klimatologije.

Ako smo prihvatili mišljenje da je mikroklima klima prizemnoga poremećenog sloja zraka, onda ne bismo – kako to čine neki geografi – mikroklimom smatrali klimu nekoga malenog prostora, npr. klimu Zagreba, ili slično. Od brojnih prijedloga možda bi najzgodnije bilo djelomično preuzeti podjelu W. Weischeta (1956.): *regionalna klima* – njezini se elementi mogu prikazati na karti 1:1 000 000 ili u još sitnijemu mjerilu; *subregionalna klima* – 1:100 000 do 1:1 000 000 i *lokalna klima* – 1:5 000 do 1:10 000.

Istraživanje klime gradskog parka, neke ulice, trga itd. ne bi pripadalo klimatologiji za geografe.

1.1.3. KLIMATSKI ELEMENTI I FAKTORI (MODIFIKATORI)

Vrijeme je momentano, a klima je prosječno stanje atmosfere (na određenu mjestu i u određeno vrijeme). Što je to »stanje« atmosfere i čime je ono

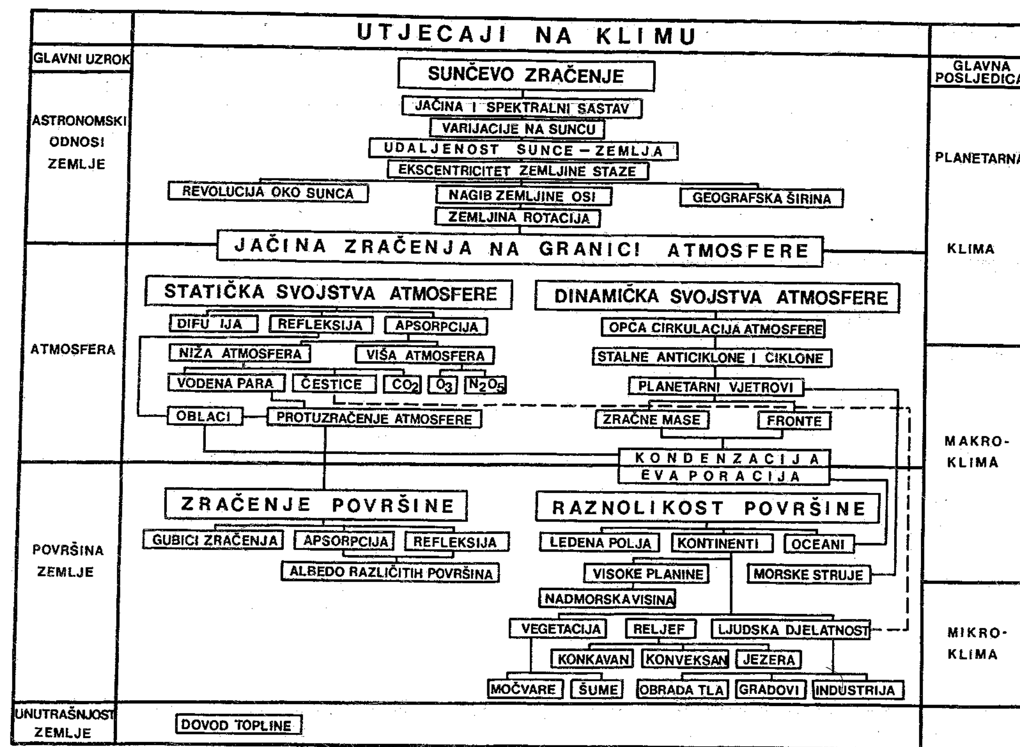
[1] grč. *klino* – nagnuti i *logos* – riječ, znanost

[2] grč. *makros* – velik

[3] grč. *mesos* – srednji

[4] grč. *mikros* – sitan, malen

[5] grč. *mikros* – sitan, malen; *klino* – nagnuti; *logos* – riječ, znanost



Sl. 1. Shema utjecaja na klimu (H. E. Landsberg, 1945.)

određeno? *Stanje atmosfere je skup njezinih fizičkih osobina.* Ono se neprekidno mijenja, pa je i vrijeme - promjenljivo. Stanje atmosfere, odnosno njezine fizičke osobine, određuje niz veličina, od kojih su neke promjenljive, a druge stalne ili se tako sporo mijenjaju da se dobiva dojam da su stalne. Veličine koje utječu na klimu dijele se na: a) klimatske (ili meteorološke) *elemente*[6] i b) klimatske (ili meteorološke) *faktore*[7]. Klimatski elementi su promjenjive, meteorološke prirode, a klimatski su faktori stalni, »nepromjenjivi«. Klimatski faktori su ili geografske (terestričke[8]) ili kozmičke[9] prirode. Podjela na klimatske elemente i faktore nije ujednačena ni definitivna. Klimatski su *elementi*:

1. radijacija (kratkovalna i dugovalna),
2. temperatura (zraka i površine Zemlje),
3. tlak zraka,
4. smjer i brzina vjetra,
5. vlaga zraka i evaporacija,
6. naoblaka i trajanje sijanja sunca,
7. padaline,
8. snježni pokrivač.

To su zapravo skupine klimatskih elemenata. Mogu se dodati i još neki drugi klimatski elementi ili kombinacijom poznatih elemenata dobiti novi.

Klimatski *faktori* jesu:

1. Zemljina rotacija,
2. Zemljina revolucija,
3. geografska širina,
4. atmosfera,
5. nadmorska visina,
6. raspodjela kopna i mora,
7. morske struje,
8. udaljenost od mora,
9. jezera,
10. reljef,
11. vrste tala i biljni pokrov,
12. rad čovjeka.

[6] lat. *elementum* – počelo, osnovna vrijednost, osnovna tvar

[7] lat. *facere* – činiti; *faktor* – onaj koji čini, činitelj, pokretač, čimbenik

[8] lat. *terra* – Zemlja

[9] grč. *kosmos* – svijet

Klimatski elementi neprestano se mijenjaju pod utjecajem klimatskih faktora pa se ti potonji nazivaju *modifikatorima*[10] klime. Oni pojačavaju ili slabe veličinu ili intenzitet klimatskih elemenata, koji su u biti određeni općom cirkulacijom atmosfere.

Ovdje ćemo definirati još dva pojma: periodičke i neperiodičke promjene vremena. *Periodičke*[11] promjene vremena jesu promjene vremena s određenim periodom. To su promjene meteoroloških elemenata u dnevnom i godišnjem hodu ili nižeg reda veličine. *Neperiodičke* promjene vremena jesu promjene meteoroloških elemenata koje su različite od dnevnoga hoda; u vezi su s naglom smjenom zračnih masa, prolazom fronta, ciklona i anticiklona. Osobito su važne u umjerenim geografskim širinama.

Kad bi Zemljina površina i atmosfera bile homogene[12] sredine, a ne krajnje raznolike kakve u prirodi jesu, onda bi se klima najvećeg dijela svijeta više ili manje razlikovala od današnje klime. Tada bi klima bila određena samo kutom pod kojim padaju Sunčeve zrake. Klima bi bila *solarna*[13] ili *matematička*. U takvu bi se hipotetskom slučaju, poznavajući intenzitet zračenja Sunca, kao i astronomske odnose Sunce-Zemlja, mogli izračunati klimatski elementi i mogla bi se predvidjeti njihova vremenska i prostorna raspodjela (tako bi se mogle dobiti točne dugoročne prognoze vremena ili bi se mogla utvrditi klima prošlih razdoblja), jer bi oni bili određeni samo geografskom širinom.

Tako su pretpostavljali i stari Grci, koji su smatrali da je klima određena kutom pod kojim padaju Sunčeve zrake.[14] To je u biti točno i odgovara ondašnjem stanju znanosti, ali se time dakako ne mogu objasniti manje regionalne razlike između različitih klima, a koje su posljedica poznatih klimatskih faktora.

Ako znamo što sve, i koliko može utjecati na vrijeme i klimu, lako možemo shvatiti golemost mehanizma atmosferskih procesa (sl.1.). Postojanje čitavih kompleksa klimatskih elemenata i faktora, vrlo zamršen mehanizam opće cirkulacije atmosfere, promjenljivost astronomskih odnosa Sunce-Zemlja, uzrok su postanka uzročno-posljedičnih veza kojih se veličina i brzina tijeka procesa neprekidno mijenjaju u vremenu i prostoru. To je uzrok gotovo nepojmljive kompleksnosti procesa u atmosferi, nepredvidivosti njihova tijeka, te velikih regionalnih razlika. Geograf će najveću pozornost obratiti faktorima prikazanima na desnoj strani sl. 1., ili još točnije: dolje desno.

1.2. ATMOSFERA

1.2.1. ATMOSFERA – SASTAVNI DIO ZEMLJE

Najpovoljniji uvjeti za postanak, razvoj i opstanak života postoje na dodiru litosfere, hidrosfere i atmosfere.[15] Usporede li se dimenzije toga dodirnog sloja s dimenzijama Zemlje, dubinom svjetskih mora i debljinom atmosfere, odnosno prisjetimo li se da čovjek samo povremeno boravi u zraku (zračni promet) ili pod zemljom (rudarska aktivnost), onda se vidi da je životna sredina, posebno prirodna sredina koja čovjeku omogućuje život, ograničena na izvanredno tanak sloj na dodiru spomenutih sfera. Ako se žele upoznati faktori koji utječu na prostornu raspodjelu života na Zemlji te ekološki uvjeti života, moraju se upoznati posljedice procesa u atmosferi, odnosno njihova prostorno-vremenska i uzročno-posljedična relacija s litosferom i hidrosferom. To je golem i neiscrpan kompleks čija se veličina počela nazirati tek s razvojem moderne znanosti; posljednja su desetljeća pokazala da su procesi koji su genetski vezani uz taj kompleks neusporedivo dublji, suptilniji, sveobuhvatniji i kompliciraniji nego što se nekada moglo i pomisliti. Čovjekova borba za opstanak, njegova neprekidna težnja za poboljšanjem materijalnih uvjeta svog života, pretpostavlja poznavanje razvoja prirodne sredine kojoj se on mora prilagoditi ili je pak izmijeniti prema svojim potrebama, za svoju korist.

[10] lat. *modificare* – izmijeniti oblik ili stanje, prilagođivanje

[11] grč. *periodos* – obilaženje, doba; općenito: razdoblje u kojemu teče neki proces koji se odlikuje posebnim karakteristikama ili je ponovljivi dio nekog ciklusa

[12] grč. *homos* – isti, sličan; *genos* – vrsta; *homogen* – istovrstan, koji ima ista svojstva

[13] lat. *sol* – Sunce

[14] otuda riječ klima, od grč. *klino* – nagnuti

[15] grč. *atmos* – para, dah; grč. *sfaira* – kugla; *atmosfera* – plinoviti omotač Zemlje

1.2.2. KEMIJSKI SASTAV ATMOSFERE

Atmosfera je smjesa, mehanička mješavina nekoliko plinova čiji udio u donjim dijelovima atmosfere, dijelovima atmosfere gdje teče najveći dio procesa vezanih uz promjenu vremena, ostaje manje ili više konstantan (tab. 1). To upućuje na jako vertikalno miješanje atmosfere. U atmosferi postoje:

a) *permanentni sastavni dijelovi*: dušik, kisik, ugljikov dioksid, plemeniti plinovi, vodik i dr. Dva glavna plina, dušik i kisik, čine 99% volumena atmosferskih plinova. Atmosfera, koja se sastoji samo od permanentnih sastavnih dijelova, tj. atmosfera bez vodene pare i tekućih i krutih primjesa, zove se *suhi zrak*;

KEMIJSKI SASTAV ATMOSFERE		
Element	Volumni postoci	10^{-6}
dušik	78,084 ± 0,004	
kisik	20,946 ± 0,002	
argon	0,934 ± 0,001	
ugljikov dioksid	0,033 ± 0,001	
neon		18,180 ± 0,040
helij		5,240 ± 0,004
kripton		1,140 ± 0,010
ksenon		0,087 ± 0,001
vodik		0,5
metan		1,5
dušikov suboksid N_2O		0,5

Tab. 1.

b) *primjese* su: vodena para te razne krute i tekuće čestice (nerijetko proizvodi kondenzacije i sublimacije).

U prirodnim uvjetima atmosfera nije nikada i nigdje posve suha i čista. U zraku uvijek ima primjesa; od nje atmosfera postaje mutna i vlažna. U njoj često bude tako mnogo krutih čestica (za vrijeme jakog vjetra u pustinji; poslije šumskih i stepskih požara; vulkanski pepeo; u gradovima i industrijskim regijama; jezgre kondenzacije) da nastane *suha mutnoća*.

Dušik je inertan plin i nema gotovo nikakvu aktivnu ulogu u atmosferskim procesima. Kisik je klimatski važan zato što unekoliko slabi Sunčevu radijaciju. Utvrđene su vrlo male godišnje promjene količine kisika u troposferi. Ima ga malo više ljeti, a malo manje zimi. Razlika iznosi samo oko 0,1% što ne može utjecati na klimu. Suprotno pogrešno raširenu općem mišljenju, nije utvrđena povećana količina kisika čak ni u šumama i planinama. Udio kisika u prirodnim je uvjetima praktički konstantan. (Velikih odstupanja može biti samo u zatvorenim prostorijama, gdje duže vrijeme diše više ljudi.)

Iako u atmosferi dolazi u malenim količinama, plin ugljikov dioksid njezin je važan dio jer apsorbira dio dugovalne radijacije pa time utječe na bilancu radijacije. U atmosferi ga ima prosječno 0,03%, ali varira između 0,02 i 0,05%, a u slabo ventiliranim stambenim prostorijama može se povećati na 0,1 do 0,2%. U atmosferi je utvrđen maksimum zimi i noću, te veliko povećanje u atmosferi industrijskih gradova. Sličnu ulogu ima i ozon, jer on upija dio Sunčeve radijacije (ultraljubičasti dio spektra).

Od primjesa je vrlo važna *vodena para*; nje u zraku ima do 4% (volumni postoci). Ona utječe na bilancu radijacije, ali i na druge procese u atmosferi. Njezin je relativni udio vrlo promjenljiv (što prije svega ovisi o temperaturi i udaljenosti od izvora vlage; najviše je ima ljeti, a manje zimi).

Osim obične *prašine* (sitne čestice gline, odnosno razni minerali koji čine glinu i druga tla, a koje s osušenoga tla podižu jači vjetrovi), u zraku ima *pepela* (uglavnom alumosilikata); on može biti vulkanskog podrijetla, ili je nesagoriv ostatak ugljena te drveća i suhe trave prigodom šumskih i stepskih požara. (Pepeo su iskrice koje vidimo u vatri; on je ono što u vatri pucketa, osobito kad je dotaknemo žaračem. Najveći dio pepela ostane u ložištu, a manji dio odnese topla struja zraka kroz dimnjak u atmosferu.)

U zraku ima također *čađe* (čistog ugljika koji nastaje izgaranjem organskih tvari bogatih ugljikom pri nedovoljnom pristupu zraka; katranski spojevi čine čađu ljepljivom), raznih plinova (proizvoda izgaranja goriva u kućnim ložištima, industriji, motorima itd.), vrlo sitnih čestica soli, kapljica slane vode (koje nastaju raspršivanjem morske vode; voda može ispariti, pa ostanu mikroskopski sitni kristali soli), peludi, spora, bakterija itd. Za atmosfersku prašinu i kišom istaložene ili otopljene čestice upotrebljava se i termin – *sediment*[16].

Količina spomenutih primjesa veoma varira u prostoru i vremenski (postoji dnevna i godišnja promjena koncentracije), što ovisi o njihovoj produkciji i o udaljenosti od izvora (pustinje, gradovi, oceani itd.). Unekoliko utječu na bilancu radijacije, jer se na njima reflektira, apsorbira i raspršuje Sunčeva radijacija i dugovalna radijacija podloge i atmosfere. Neke od tih čestica važne su zato što služe kao jezgre kondenzacije i sublimacije; u vezi s time zasada ćemo se zadovoljiti samo konstatacijom da su neke čestice topljive u vodi, a druge nisu.

[16] lat. *sedimentum* – talog

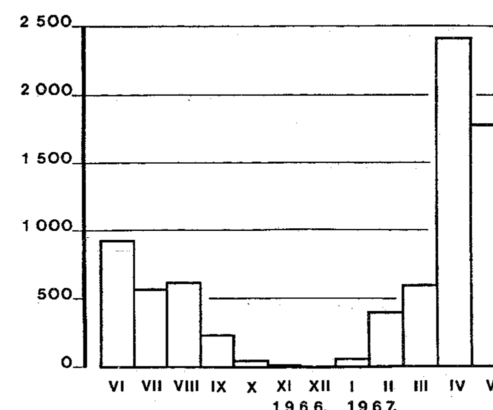
U životnoj se praksi često upotrebljavaju još neki nazivi koje moramo definirati. To je *dim*. Dim je plinovit proizvod organskih materija koji se pri potpunom izgaranju (dakle pri dovoljnom pristupu kisika) sastoji od plina ugljikovog dioksida, vodene pare i dušika, a pri nepotpunom izgaranju – tada je dim vidljiv – i od plina ugljikovog monoksida i finih čestica čađe te od neizgorenog ili samo djelomično izgorenog ugljena, i od pepela. Ako nafta izgara bez dovoljno kisika, iz motora ili ložišta izlazi gust, taman dim, koji se dijelom sastoji od sitnih kapljica nafte, a dijelom od čađe koja je nastala izgaranjem nafte. Treba dodati i ispušne plinove koji nastaju oksidacijom ugljikovodika. Budući da je u gorivu uvijek stanovita količina sumpora, izgaranjem nastaje i sumporov dioksid, koji u atmosferskim uvjetima prelazi u sumpornu kiselinu.

U klimatologiji i meteorologiji često se upotrebljava termin *aerosol*[17]. Pritom se misli na sve krute primjese koje su koloidalno raspršene u atmosferi. Treba posebno istaknuti da su proizvodi kondenzacije i sublimacije, tj. hidrometeori i oblačni elementi primjese atmosfere, ali oni nisu aerosol; prema tome, aerosol je samo dio primjesa atmosfere. Čestice aerosola potječu iz: a) prirodnih i b) umjetnih izvora, tj. stvara ih čovjek svojom aktivnošću. Aerosol može biti: a) organskog i b) anorganskog podrijetla.

Praktički konstantan (stalan) omjer između permanentnih sastavnih dijelova atmosfere (osim ozona i ugljikovog dioksida) na svim geografskim širinama i u svako doba godine postoji do visine oko 100 km. Do te visine prevladava konvekcijsko i turbulentno miješanje atmosfere. Na toj visini veću važnost počinje dobivati molekularna difuzija[18] jer je zrak vrlo rijedak.

Razmotrimo neke detalje. U zraku ima *spora* i *peluda*. Spore su stanice zaštićene čvrstom opnom (čahuricom), a razmnožavaju se aseksualno. Mogu se održati u vrlo nepovoljnim atmosferskim uvjetima i po više godina, a kad nastupe povoljni životni uvjeti (viša temperatura, povoljnija vlaga), iz njih se razvijaju živi organizmi.

Pelud ili cvjetni prah mikroskopski su sitna zrnca; najčešće su eliptična ili okrugla. Kad se zrele peludnice otvore, iz njih izlaze peludna zrnca ili masa u obliku brašnate prašine. Ona omogućuje oplodnju biljaka. Jedan od prenositelja peluda je vjetar. Oprašivanje vjetrom (anemogamija) moguća je zato što su zrnca peluda vrlo lagana pa lebde u zraku, a i najslabiji ih vjetar može ponijeti daleko. Mnoge anemogamne biljke cvjetaju i oprašuju se u rano proljeće, prije negoli razviju glavnu masu listova. Iz toga proizlazi da postoji vrlo izrazita godišnja varijacija[19] broja zrnaca peluda u zraku (a to je posebno važno za osobe koje boluju od nekih bolesti dišnih organa, od tzv. polenoza, jer su mnoge vrste peluda alergeni). Na sl. 2. prikazana je godišnja varijacija ukupnog broja peluda u Zagrebu od 1966. do 1967. godine. Očito je da najviše peluda u zraku ima u vegetacijskom periodu, a u određenim se uvjetima pojavljuju izraziti maksimumi, pa se na izloženim stakalcima nataloži veliki broj zrnaca peluda (tzv. peludne kiše). Najviše peluda bilo je u travnju (2 418 zrnaca), nešto manje u svibnju (1 776), a najmanje je peluda u zraku (odnosno najmanje ga padne na izložena stakalca i uopće na podlogu) u studenome i prosincu. U biti, slično se može utvrditi i u svim drugim mjestima u unutrašnjosti, samo je amplituda različita, tj. broj zrnaca peluda u mjesecu s maksimalnom količinom peluda ovisi o nizu faktora, od kojih su najvažniji »fitogeografski položaj«, blizina šume i ostalih biljnih formacija, mjesto izlaganja (tj. smještaj izloženih stakalaca na kojima se pelud lijepi). Analizom peluda utvrđeno je da u Zagrebu većina pripada raznom drveću, a ono cvate u relativno kratkom razdoblju, u rano proljeće, pa otuda izraziti maksimum u travnju. Jasno je da je godišnja varijacija natoložena peluda



Sl. 2. Ukupan broj zrnaca peludi koja su sedimentirana na izloženim stakalcima u Zagrebu od 1. VI. 1966. do 31. V. 1967. (I. Volarić-Mršić, 1970.)

[17] grč. *aer* – zrak i lat. *solvere* – rastaviti

[18] lat. *diffundere* – rasprostirati, raspršiti

[19] lat. *variatio* – različitost, promjena; varijabilan je onaj koji podliježe promjenama

na izloženim stakalcima drukčija u drugim klimatskim uvjetima; tako je u gradu Hvaru utvrđeno da je minimum ljeti, jer se u ljetnoj suši »proizvodnja« peluda svodi na minimum. (Izraziti maksimum također je u travnju.)

Kad se govori o sastavu atmosfere, pri današnjem stupnju razvoja društva i tehnike, ne može se mimoići utjecaj čovjeka, ali se pritom misli na njegov posredan utjecaj, prije svega onoga što je on stvorio. Pokretač naše industrijske civilizacije je energija, a do nje se dolazi izgaranjem fosilnih goriva (ugljena, plina, nafte i njenih derivata, treseta), korištenjem atomske i hidroenergije; svi drugi izvori energije (drvo, solarna, geotermička i eolska energija) nisu bitni kad se taj problem promatra u globalnim dimenzijama.

Uzima se (F. F. Davitaja, 1971.; statistički godišnjaci) da je u cijelom svijetu do uključivo 1988. god. proizvedeno oko 85 milijardi tona nafte, a najveći je dio te nafte (ili njezinih derivata) spaljen. Do uključivo 1988. godine iskopano je oko 156 milijardi tona ugljena, koji je isto tako najvećim dijelom spaljen. Tome treba dodati i nekoliko trilijuna prostornih metara prirodnog plina, koji je najvećim dijelom također spaljen.

Uloga čovjeka postala je dvostruka: 1. izgaranjem fosilnih goriva vrlo je ubrzana potrošnja kisika i 2. izgaranjem fosilnih goriva na umjetan se način proizvode neki plinovi koji ulaze u atmosferu i tako se mijenja njezin kemijski sastav. Ne bi bilo većih problema kad bi plinovi i krute čestice koji nastaju izgaranjem, a emitiraju se u atmosferu, bili vremenski i prostorno jednoliko raspodijeljeni u cijeloj atmosferi. (Spomenut ćemo da se govori o točkastim, linearnim i plošnim izvorima *polutanata,*[20] onečišćivača, a emisija može biti momentana, povremena, i kontinuirana ili stalna.) Problem proizlazi iz činjenice da se u relativno malenim područjima, prije svega u gradovima, i u određenim sinoptičkim situacijama pojavljuje golemo, povremeno povećanje količine svih spomenutih polutanata u relativno malomu dijelu atmosfere. Riječ je o toliku povećanju da se govori o *zagađenju, onečišćenju, poluciji* atmosfere (ili *aeropoluciji, aerozagađenju*), vrlo važnoj komponenti općeg uništavanja okoliša, ili narušavanja čovjekove prirodne sredine, njegovih ekoloških uvjeta života. Procjenjuje se da je 80-ih godina ulazilo svake godine u atmosferu oko 5 milijardi tona ugljikovog dioksida nastaloga izgaranjem fosilnih goriva. Nešto manje, oko 2–4 milijarde tona ugljikovog dioksida godišnje, nastajalo je spaljivanjem tropskih kišnih šuma koje je poprimilo alarmantne razmjere (oko 160 000 km^2 godišnje).

U svijetu se troše, tj. izgaraju goleme količine fosilnih goriva, pa se postavilo pitanje postoji li opasnost ozbiljnijeg poremećaja u relativnu odnosu između pojedinih sastavnih dijelova atmosfere. Taj ćemo problem razmotriti posebno za svaki sastavni dio atmosfere.

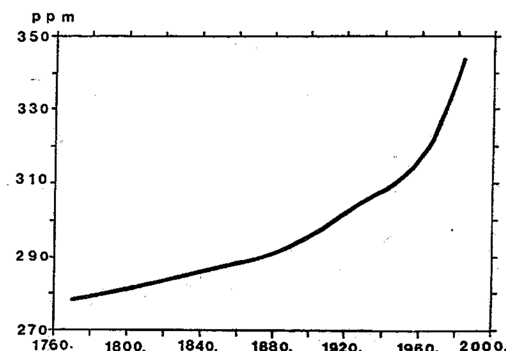
Za izgaranje spomenutih količina fosilnih goriva utrošeno je 570 milijardi tona kisika; međutim, kisika u atmosferi ima toliko da to čini samo 0,0182% količine kisika u atmosferi. Zato se nije uspio dokazati bilo kakav trend promjene količine kisika u atmosferi jer je fotosinteza proces kojim se efikasno regulira njegov postotni udio, odnosno masa. Ako bi se potrošnja slobodnoga kisika iz atmosfere nastavila tempom kakav postoji u 70-im godinama našeg stoljeća, onda bi oko 2020. godine bilo vezano 11 600 milijardi tona kisika, ali je i to samo 0,77% mase kisika iz atmosfere i hidrosfere. Problem bi eventualno mogao nastati tek oko 2070. godine. Iako se velik dio kisika za izgaranje troši u gradovima, čak ni tada nema ozbiljnijih problema koji bi proizašli iz potrošnje kisika; problem nastaje zbog prevelika povećanja količine drugih plinova (i čestica) koji ulaze u atmosferu.

Izgaranjem fosilnih goriva i nekim industrijskim procesima u atmosferu se emitiraju velike količine plinova ugljikovog dioksida i ugljikovog monoksida te drugih spojeva ugljika (ugljikovodika). U čistoj atmosferi ima 310–330 ppm CO_2, a u onečišćenoj gradskoj atmosferi čak 350–700 ppm. Iako starije metode određivanja količine CO_2 u atmosferi nisu tako pouzdane kao današnje, ipak se uzima da se mogu upotrijebiti za analizu trenda njegove koncentracije u atmosferi (sl. 3.). U atmosferi ima prosječno 0,03% CO_2 (misli se na volumen); u ovom razmatranju neće nas interesirati činjenica da količina CO_2 u atmosferi veoma varira vremenski i prostorno. Osobito ga mnogo ima u atmosferi velikih gradova u hladnom dijelu godine, jer osim industrije njega mnogo »proizvode« kućna ložišta. Isto ćemo tako samo spomenuti da ga ima nešto manje na zimskoj hemisferi jer ga otapa hladna morska voda. Uzet ćemo da je on u atmosferi jednoliko raspodijeljen. Izgaranjem fosilnih goriva u atmosferu ulaze goleme količine CO_2, koje su unekoliko možda poremetile dinamičku ravnotežu između »proizvodnje« i »potrošnje« CO_2 u prirodi. Uzima se da se između 1900. i 1935. god. količina CO_2 u atmosferi svake godine povećavala za 9%. Taj je proces nastavljen, pa se količina CO_2 u Zemljinoj atmosferi stalno povećava.

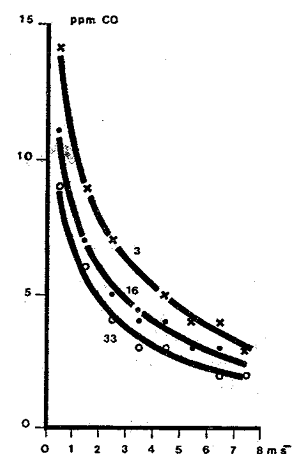
Ako fosilna goriva izgaraju bez dovoljne prisutnosti kisika, onda oksidacijom nastaje plin ugljikov

---

[20] lat. *pollutio* - onečišćenje. Tvari koje uzrokuju onečišćenje atmosfere nazivaju se polutantima

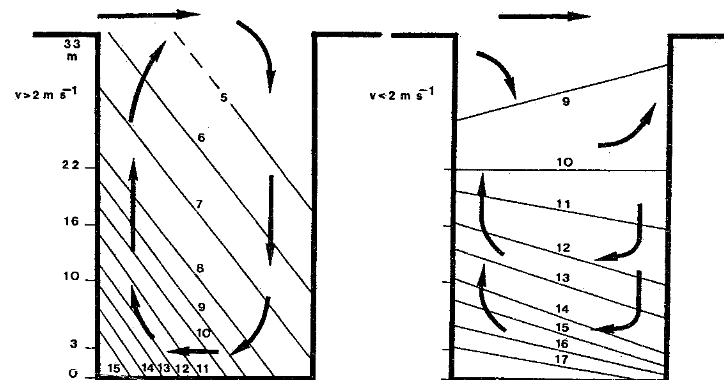


Sl. 3. Povećanje količine ugljikovog dioksida u atmosferi (dijelovi na milijun) u posljednja dva stoljeća (BUWAL Bulletin 3/89; izvor: B. Paradiž, 1989.)



Sl. 5. Koncentracija ugljikova monoksida na 3, 16 i 33 m u ovisnosti o brzini vjetra na privjetrinskoj strani ulice (H. W. Georgii, 1970.)

monoksid (CO). Glavni »izvor« CO su motori s unutrašnjim izgaranjem, odnosno automobili. Velika koncentracija CO u gradovima proizlazi iz specifičnosti njegove emisije, tj. brojni automobili emitiraju CO duže vrijeme u isti prostor, tj. u ulicama između blokova zgrada gdje je ventilacija uglavnom slaba, pa otuda i njegova koncentracija često prelazi dopustivu granicu; u čistoj atmosferi ima < 1 ppm CO, a u onečišćenoj atmosferi 5–200 ppm. Budući da to postaje sve veća teškoća (i u našim gradovima), razmotrimo nekoliko detalja. Vozila i stanovnici grada kreću se u prizemnom sloju, pa je vrlo važna koncentracija CO u ulicama. Na sl. 4. prikazana je koncentracija CO u jednoj gradskoj ulici. Koncentracija ugljikovog monoksida (kao i svih drugih polutanata) bitno ovisi o brzini i smjeru vjetra. Kad brzina vjetra iznosi do 2 $m\ s^{-1}$ (sl. 4, desno), ventiliranje ulice vrlo je slabo; svježi zrak koji struji iznad krovova zgrada ne uspijeva dospjeti do razine ulice, pa se koncentracija CO naglo povećava odozgo prema dolje. Osim toga, nema bitne razlike u koncentraciji CO u privjetrini i zavjetrini. Tek kad se brzina vjetra poveća na > 2 $m\ s^{-1}$ (sl. 4., lijevo), u zraku iznad ulice odnosno između blokova zgrada, nastaje jače vrtložno strujanje, ali se ulica još uvijek slabo ventilira. Umjesto toga nastaje izrazita diferencijacija u koncentraciji CO na privjetrini i u zavjetrini, odnosno s jedne i druge strane ulice. Dobra ventilacija ulice, odnosno jako izdizanje polutanata proizvedenih na razini ulice nastaje tek kad brzina vjetra poraste na $\geq 5\ m\ s^{-1}$. Spomenuta relacija između brzine vjetra i koncentracije plina ugljikova monoksida na raznim visinama iznad razine ulice u Frankfurtu na Maini prikazana je na sl. 5. Tako količina ugljikova monoksida na svim visinama (3, 16, 33 m) bitno ovisi o brzini vjetra. Po tišini i po slabom vjetru koncentracija CO naglo raste na svim razinama, i obratno, s porastom brzine vjetra koncentracija CO na svim razinama naglo opada. Prema tome, pri projektiranju gradova trebalo bi misliti na mogućnost što boljeg ventiliranja ulica, a to se može postići što širim ulicama i takvom orijentacijom ulica s obzirom na dominantni smjer vjetra, koji će omogućiti što bolje ventiliranje.



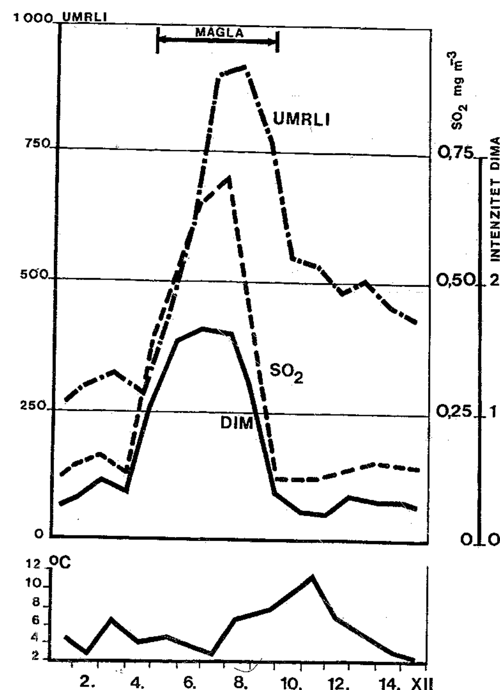
Sl. 4. Shema strujanja zraka i koncentracija plina ugljikova monoksida (ppm) u ovisnosti o brzini vjetra iznad krova; Frankfurt na Maini, Njemačka (H. W. Georgii, 1970.)

U posljednjim su desetljećima nastale strukturne promjene u proizvodnji energije; opada relativni udio ugljena, a raste udio nafte, naftnih derivata i prirodnog plina. Posljednjih godina opada udio nafte. Naglo raste udio sumporova dioksida, odnosno općenito opada udio suspendiranih čestica, a raste udio plinova. Opasnost je od SO_2 u tome što on za vrijeme smoga (reakcijom s vodom) prelazi u H_2SO_3 (sumporastu kiselinu) i dalje u H_2SO_4 (sumpornu kiselinu), koja uvelike korodira sve površine u gradu (zidove zgrada, metale, gumu, kožu itd.) i vrlo štetno djeluje na dišne organe. H_2SO_4 reagira s kalcijevim i magnezijevim karbonatom, glavnim spojevima karbonatnih stijena, odnosno vapnenca (i mramora), u kalcijev i magnezijev sulfat, čiji kristali imaju veći volumen od spomenutih karbonata; zato se vapnenac mrvi i raspada. Osim toga, $CaSO_4$ i osobito $MgSO_4$ lako se otapaju u vodi, odnosno u kišnici. Tako se u svim razvijenim zemljama troše velike svote novca za popravak fasada. Ako se SO_2 iz grada raširi okolicom, nastaju štete i na poljoprivrednim kulturama i šumama. (Teško je utvrditi o kolikoj je emisiji riječ; uzima se da iz prirodnih izvora u atmosferu godišnje dospije oko 650 milijuna tona, a iz antropogenih izvora oko 100 milijuna tona.)

O izuzetnoj opasnosti prekomjerne koncentracije SO_2 u atmosferi najbolje ćemo se uvjeriti ako analiziramo posljedice zloglasnog *smoga*[21] od 2. do 14. XII. 1952. u Londonu (sl. 6.). Optimalni uvjeti za najjače onečišćenje atmosfere postoje u anticiklonskim sinoptičkim situacijama. One omogućuju potreban pad temperature (gubitak topline noćnom dugovalnom radijacijom), a brzina vjetra smanji se na minimum. Tako je bilo i tada. Pad temperature uzrokovao je stvaranje gustog sloja magle, koja je zajedno s dimom i plinovima što nastaju izgaranjem fosilnih goriva dala izuzetno poguban smog. Najteža je situacija bila 5. – 8. XII. Koncentracija sumporova dioksida (i drugih plinova) bila je tako velika da je 4 000 osoba (!) umrlo od raznih bolesti dišnog sistema (uglavnom starije osobe); porast smrtnosti bio je tako velik da se s pravom može govoriti o masovnom trovanju otrovnim plinovima. S porastom temperature sljedećih dana nestali su uvjeti za održavanje inverzije temperature i magle, koncentracija SO_2 (i drugih plinova, te dima) naglo je pala, ali posljedica toga, velika smrtnost, nije se smanjila naglo, nego se smanjivala postupno, pa je bilo potrebno nekoliko dana da se vrati na normalu.

Budući da u svim gradovima postoji izrazita razlika između ljetne i zimske koncentracije SO_2, a

[21] kovanica od engleskih riječi *(the) smoke* – dim i *(the) fog* – magla



Sl. 6. Broj umrlih u Londonu u vrijeme smoga 2.–14. XII. 1952. u ovisnosti o hodu temperature, koncentraciji SO_2 i intenzitetu dima (H. L. Green i W. R. Lane; izvor L. Schulz, 1963.)

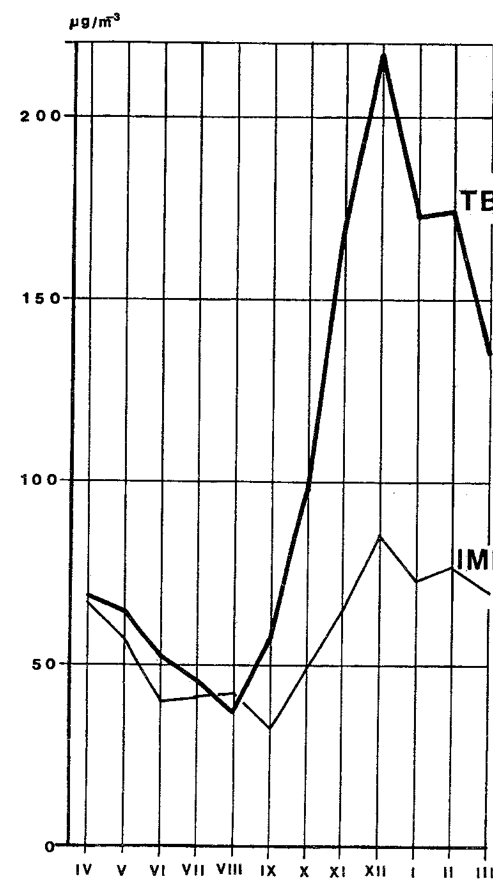
uvjeti su za emisiju tog plina u svim gradovima podjednaki, razmotrit ćemo kakva je godišnja varijacija sumporova dioksida u Zagrebu (sl. 7.) Odmah se vidi da u oba mjerna mjesta (a to vrijedi i za sva druga mjerna mjesta u kojima je mjerena koncentracija SO_2, ali nisu prikazana na sl. 7.) postoji vrlo izrazit godišnji hod s maksimalnom srednjom dnevnom koncentracijom SO_2 usred zime (do 200, pa i više $\mu g\ m^{-3}$) te minimumom u ljetnim mjesecima.

Visoke koncentracije SO_2 pojavljuju se u sinoptičkim situacijama sa slabim strujanjem i prizemnom inverzijom temperature; međutim, zbog specifičnog *smještaja* Zagreba, do visoke koncentracije SO_2 može doći i onda kad pušu vjetrovi s južnom komponentom strujanja prenoseći ga iz južnog dijela grada u sjeverni.

Približavanjem ljeta koncentracija SO_2 naglo opada, pa je minimum u čitavom gradu, a ne samo u spomenuta dva mjerna mjesta, od srpnja do rujna. Kao i zimi, tako je i ljetna koncentracija SO_2 veća u središtu grada nego na periferiji. Od rujna srednja dnevna koncentracija SO_2 opet naglo raste, ali je i ovog puta koncentracija mnogo veća u središtu nego na periferiji.

Reljefna raznolikost Zagreba, odnos prema dominantnom vjetru, lokalna strujanja zraka, gustoća i trajanje magle, inverzija temperature zraka, trajanje sijanja sunca, blizina ulica s gustim automobilskim prometom, odnosno jakom i dugotrajnom linearnom emisijom plinova uzroci su kompleksnosti hoda koncentracija SO_2. Tome treba dodati i tehničke teškoće mjerenja, povremene prekide i interpolacije, što sve pridonosi nehomogenosti podataka. Tako u starijem nizu, 1966.–1971. godine (G. Hrabak-Tumpa, 1974.), osim znatno većih mjesečnih koncentracija SO_2 nije bilo narušeno pravilo da je koncentracija veća u središtu nego na periferiji.

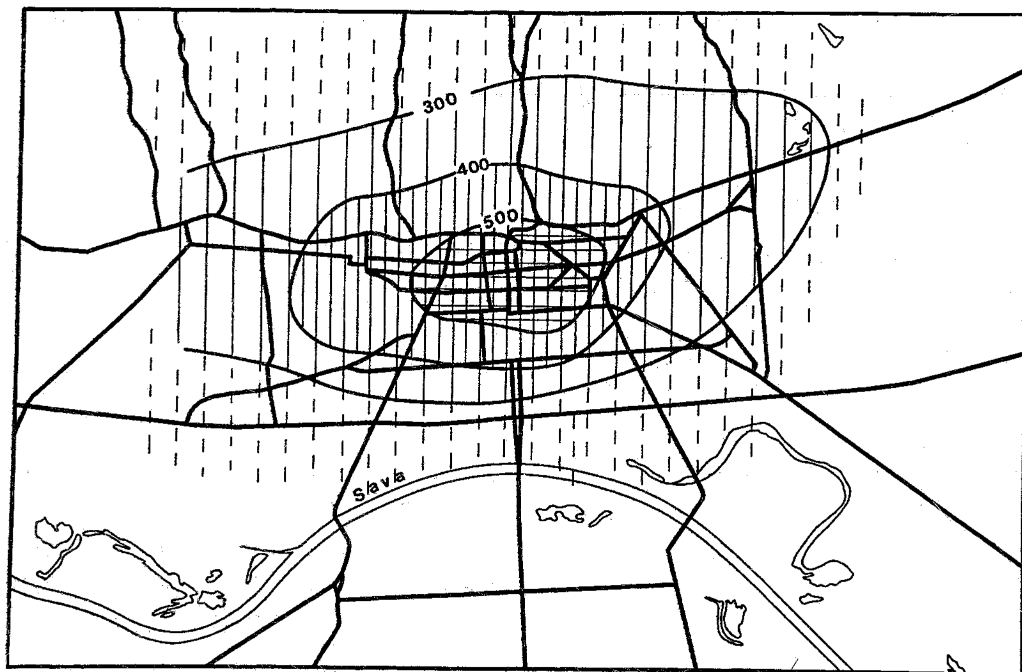
To su srednje dnevne koncentracije SO_2. Još su mnogo veće maksimalne srednje dnevne koncentracije SO_2, i upravo tada nastaju najveće teškoće.



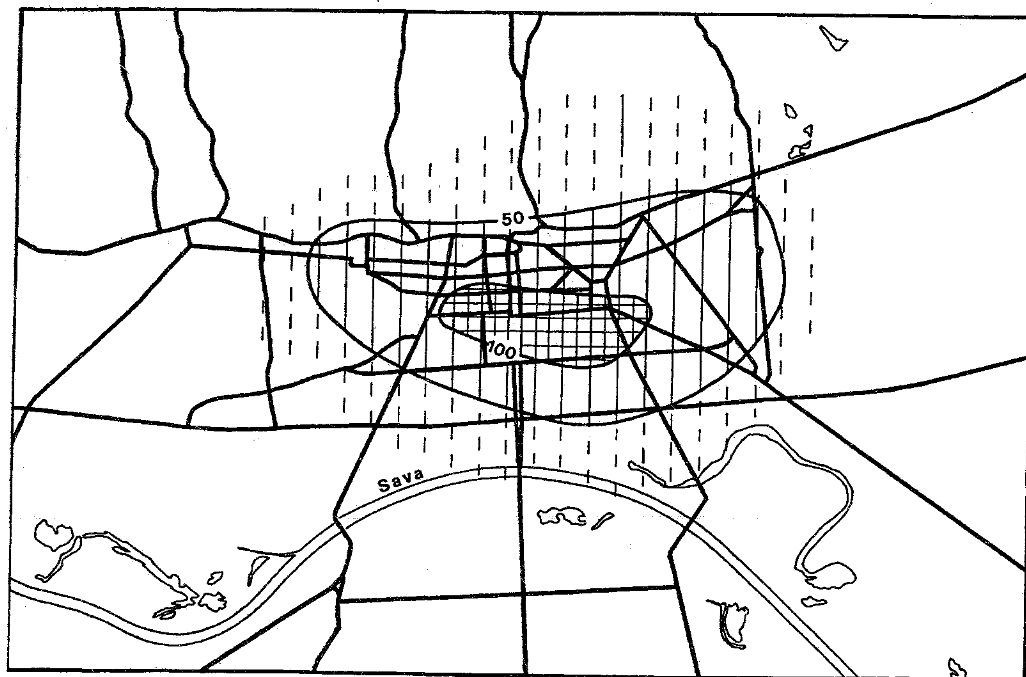
Sl. 7. Srednje dnevne koncentracije SO_2 po mjesecima u Zagrebu; IMI, Institut za medicinska istraživanja i medicinu rada, Ksaverska cesta 158; TB, Traumatološka bolnica, Draškovićeva ul. 19. Srednjaci iz razdoblja 1985. – 1989. (Prema podacima IMI-ja nacrtali autori udžbenika.)

Npr., na sjevernoj periferiji grada u mjernoj postaji IMI je imao maksimalnu srednju dnevnu koncentraciju 18. XII. 1967. kada je iznosila 1 521 $\mu g\ m^{-3}$. (Više od 10 puta iznad dopuštene granice!). U stanovitim uvjetima i u ljetnim mjesecima maksimalna srednja dnevna koncentracija može biti iznad dopuštene granice, pa je npr. 24. VIII. 1967. izmjereno 369 μg SO_2 u m^3 zraka. Slične, vrlo velike vrijednosti izmjerene su i u drugim mjernim mjestima. Još veće koncentracije SO_2 postoje u dijelovima dana (ili sata) kad pokatkad gotovo nije moguće disati. Ukratko, koncentracija SO_2 u atmosferi Zagreba u zimskim mjesecima doseže velike vrijednosti, tj. Zagreb je donedavno imao vrlo onečišćenu atmosferu, mnogo više od nekih gradova u zapadnoj Europi koji imaju mnogo jaču industriju.

Korak dalje učinit ćemo ako promotrimo kakva je zakonomjernost u prostornoj raspodjeli koncentracije SO_2 u cijelom gradu (iako se to u biti već može nazrijeti i iz sl. 7.); za primjer ćemo opet uzeti Zagreb (sl. 8. i 9.). U Zagrebu je u spomenutu razdoblju postojalo sedam mjernih postaja u kojima se mjerila koncentracija SO_2. Fizičko-geografski uvjeti terena na kojima se nalazi Zagreb vrlo su raznoliki, pa nije moguće detaljnije prikazati raspodjelu SO_2 samo na temelju postojeće mreže mjernih postaja. Zato je kartogramski prikaz shematičan i ne zahvaća periferiju grada. Grad je smješten na vrlo raznoliku terenu, počevši od južnih padina Medvednice, ispresijecanih brojnim dolinama, pa do niskog i vlažnog područja neposredno uz Savu. To će se odraziti i u sistemu strujanja, tj. na strujanja u ciklonama i anticiklonama u određenim vremenskim uvjetima superponira se lokalna cirkulacija između padina Medvednice i doline Save. Zato »provjetravanje« grada bitno ovisi o brzini i čestini pojedinih smjerova vjetra. Sezonske ruže vjetrova nad Zagrebom vrlo su slične jer veliku važnost ima lokalno strujanje pod utjecajem diferenciranog zagrijavanja i hlađenja padina Medvednice i doline Save. Vrlo često u toplijem dijelu dana puše vjetar iz doline Save prema Medvednici, a noću obratno. To bitno utječe na onečišćenje atmosfere u sjevernim predgrađima, u podnožju Medvednice danju, a na njezino pročišćavanje noću. Usporede li se sl. 8. i 9., odmah se opaža da je najzagađeniji dio Zagreba njegovo središte, a izolinije su izdužene u smjeru zapad-istok, upravo kao i sam grad. Značajno je što u industrijskim zonama postoji manja amplituda u godišnjem hodu koncentracije SO_2, a u gusto naseljenim stambenim dijelovima grada postoje velike razlike između hladnog i toplog dijela godine. To znači da su kućna ložišta bitan regulator koncentracije SO_2.



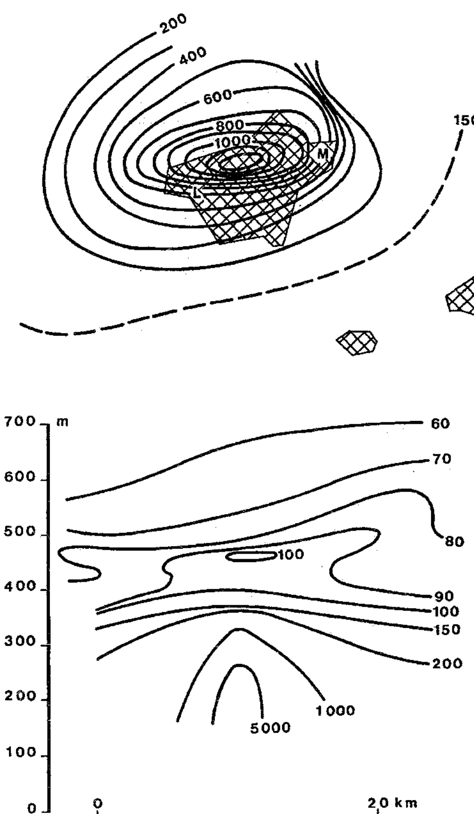
Sl. 8. Srednje koncentracije SO_2 ($\mu g\ m^{-3}$) u Zagrebu u siječnju; prosjek za razdoblje 1966. do 1971. god. (G. Hrabak-Tumpa, 1974.)



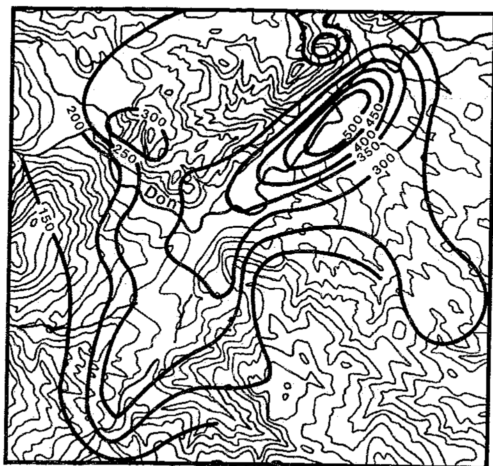
Sl. 9. Srednje dnevne koncentracije SO_2 ($\mu g\ m^{-3}$) u Zagrebu u srpnju; prosjek za razdoblje 1966. do 1971. god. (G. Hrabak-Tumpa, 1974.)

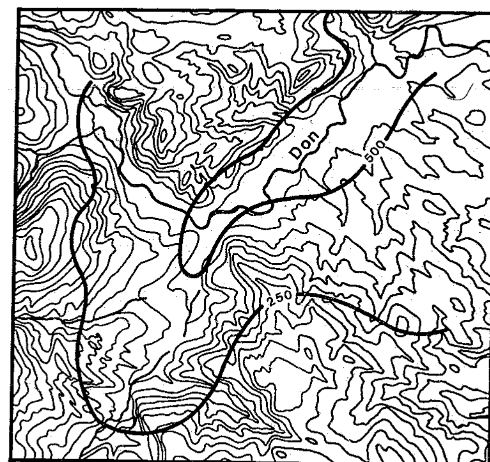
Iz prethodnih smo primjera vidjeli kakva je horizontalna raspodjela SO_2 pri tlu; korak dalje učinit ćemo ako promotrimo kakva je raspodjela SO_2 iznad jedne gradske konurbacije u jednom određenom danu (sl. 10.; mjerenja nisu obavljena iznad Heidelberga i Schwetzingena, tako da se raspodjela SO_2 odnosi samo na industrijsku konurbaciju Mannheim-Ludwigshafen). Koncentracija SO_2 naglo raste od okolice i periferije prema središtu spomenute konurbacije, i pri tlu i na visini od 300 m, tj. postoji ista zakonomjernost raspodjele u sloju debelu nekoliko stotina metara iznad grada. Iz donje se slike vidi da koncentracija SO_2 još brže opada odozdo prema gore, pa je iznad Ludwigshafena i Mannheima utvrđeno da sumporova dioksida ima čak i na 700 m iznad gradskog središta. To potvrđuje već poznatu činjenicu da »dimna kapa« izvan gradova (ona nije sastavljena samo od dima, ali se tako zove zato što dim vidimo, a plinove ne) uglavnom ne prelazi 1 000 m, a najveći dio SO_2 nalazi se u sloju zraka ispod 300 m. U spomenutom donjem sloju SO_2 je raspodijeljen kao u jednoj kupoli s ljuskavom strukturom, a iznad te visine preteže lateralna difuzija, pa se SO_2 više ili manje jednoliko raspodijeljuje u debelu sloju zraka iznad grada. U donjih 300 m koncentracija SO_2 tako naglo raste prema tlu pa stanovito praktično značenje ima tip izgrađenosti suvremenih gradova. Poznato je da se u središtima suvremenih gradova sve više grade neboderi, pa se može zamisliti da je koncentracija SO_2 na razini ulice mnogo veća nego u najvišim katovima nešto viših nebodera. Uzima se da u čistoj atmosferi ima od 10^{-3} do 10^{-2} ppm SO_2, a u onečišćenoj 0,02–2 ppm.

U prethodnim primjerima prikazan je utjecaj samoga grada na raspodjelu SO_2; međutim, mnogi (industrijski) gradovi nalaze se u riječnim dolinama, pa će geografu posebno zanimljivo biti upoznavanje kombiniranog, istodobnog utjecaja grada i *konkavnog reljefa* na raspodjelu sumporova dioksida. Za primjer ćemo uzeti Sheffield (sl. 11.), poznati industrijski grad u srednjoj Engleskoj. On se nalazi u zavjetrini relativno niskih Penina. Vrlo je važna činjenica da prema istoku teče rijeka Don, koja upravo u području Sheffielda čini veliku okuku. Prema dolini te rijeke konvergira više relativno manjih riječnih i potočnih dolina, odnosno padina. U tom diseciranom *konkavnom reljefu*, s nadmorskom visinom od 46 do 460 m, izgrađen je polumilijunski Sheffield. Poznato je da je to centralna industrijska regija Velike Britanije, pa je u Sheffieldu podignuto mnogo metalurških, elektroenergetskih (termoelektrane) i drugih industrijskih postrojenja, pretežno jakih izvora polutanata. (Moramo se prisjetiti i sve veće relativne važnosti najrazličitijih vozila s motorima s unutrašnjim izgaranjem). Donekle je važan i prijelaz neiskorištene topline u atmosferu. Dakle, u zatvorenom, konkavnom obliku reljefa, na relativno malenom prostoru zajednički djeluje više faktora koji su povoljni za jaku aeropoluciju. Treba spomenuti zanimljiv detalj, tj. istraživanja su pokazala da umjetni izvori topline na teritoriju Sheffielda daju 1/5 topline primljene Sunčevom radijacijom, a umjetno proizvedena toplina nadoknađuje polovicu topline koja se emitira dugovalnom radijacijom! Sve je to konačni uzrok čestog postojanja vrlo izrazitoga toplinskog otoka na teritoriju grada, odnosno konvergentnog strujanja zraka upravo prema industrijskoj zoni uz rijeku Don. Kao uvijek u sličnim situacijama, pri anticiklonskoj raspodjeli tlaka nastaju noću optimalni uvjeti za postanak inverzije temperature i slabe ili nikakve evakuacije polutanata iz gradske atmosfere. U oba dana, 14. i 15. XII. 1964., utvrđena je raspodjela sumporova dioksida koja se, čak i u detaljima, podudara s utjecajem



Sl. 10. Gore, horizontalna raspodjela SO_2 ($mg\ m^{-3}$) 300 m iznad Mannheima i Ludwigshafena u Njemačkoj; dolje, vertikalna raspodjela SO_2 3. IV. 1965. god. (H. W. Georgii, 1970.)





Sl. 11. Koncentracija SO_2 u Sheffieldu, Britanija, 14. (lijevo) i 15. (desno) XII. 1964. (A. Garnett, 1967.)

različitih oblika reljefa. Sumporov dioksid ispunio je cijelu dolinu rijeke Don i sve doline koje konvergiraju prema njoj, a najveća je koncentracija utvrđena u industrijskoj zoni uz tu rijeku. Sinoptička se situacije nije promijenila ni sljedećeg dana, 15. XII. (desno na sl. 11.), pa se koncentracija SO_2 nije samo povećala u jezgri, nego se vrlo povećala površina unutar izolinije od 500 mg m^{-3}, tj. došlo je do jake lateralne difuzije tog otrovnog plina.

Već iz dosadašnjih primjera možemo zaključiti da – osim nekoliko izuzetaka – zagađenost atmosfere (dakako i vode) prati tehnološki razvoj društva. To ćemo vidjeti i iz sljedećih primjera u kojima ćemo promotriti raspodjelu krutih čestica (čestica prašine i dima) u gradovima i urbanim regijama. Uzima se da u čistoj atmosferi ima 0,01 – 0,02 mg m^{-3} krutih čestica, a u onečišćenoj njihova ukupna masa raste na 0,07 – 0,7 mg m^{-3}. Krute čestice u gradskoj atmosferi čini prašina što je diže vjetar s podloge i onaj dio dima koji se sastoji od neizgorjelih i pougljenjenih čestica koje nakon stanovita vremena padnu na podlogu. Veće čestice padnu bliže svom izvoru, a sitnije, lakše čestice, struja zraka katkad prenosi vrlo daleko od njihova izvora.

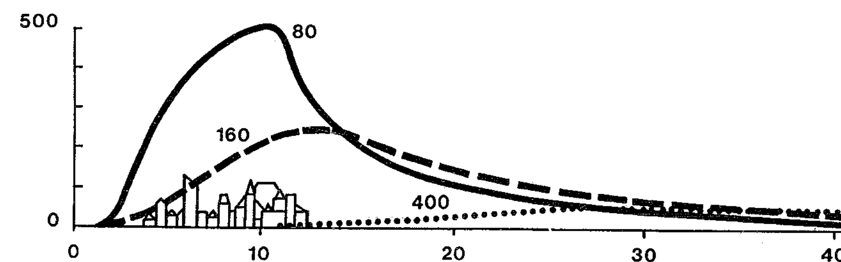
Podaci o količini krutih čestica koje se nalaze u jediničnom volumenu zraka i koje u jedinici vremena padnu na jediničnu plohu prilično se razilaze jer se vrlo često ne navodi na koju se godinu ili period odnose. Borba protiv onečišćenja atmosfere mnogo je puta dala vrlo povoljne rezultate, pa nije svejedno iz kojeg razdoblja potječe podatak. (Poslije donošenja zakona Clean Air Acta u Velikoj Britaniji 1956. god. nakon 10 godina količina dima smanjila se na 1/3.) Količina krutih čestica u zraku silno varira u prostoru (udaljenost od izvora) i vremenu (dnevna i godišnja varijacija). Tako H. E. Landsberg (1958.) navodi da se u cm^3 u sloju zraka od 0 do 500 m nalazilo prosječno 25 000 čestica, a u sloju od 500 do 1 000 m 12 000 čestica, od 1 000 do 2 000 m 2 000 čestica a na 5 000 do 6 000 m samo 80 čestica. Prema tome, koncentracija krutih čestica silno raste prema površini Zemlje. Postoje goleme razlike u horizontalnoj raspodjeli ili koncentraciji krutih čestica. U velikim gradovima prosječan broj krutih čestica u cm^3 iznosti 150 000 (u ekstremnim slučajevima do 4 milijuna), u manjim gradovima koncentracija pada na 35 000 krutih čestica u cm^3, u okolici gradova podalje od njihova izvora pada na 10 000 itd. U literaturi se često navodi da se u zraku iznad New Yorka stalno nalazilo 1 680 tona krutih čestica, u Londonu je svake godine na km^2 padalo 365 tona krutih čestica (odnosno na cijeli je London godišnje padalo više od 110 000 tona prašine i čađe), u Liverpoolu 690 tona, u St. Petersburgu 290 tona, u Pragu 386 tona, u Harkovu 465 tona, u rajnsko-vestfalskoj industrijskoj regiji 320 tona, u Gornjoj Šleskoj 500 tona, pa čak sve do 3 000 tona na km^2. Za urbaniste je posebno važna činjenica da 1 ha bukove šume »izvuče« iz zraka godišnje 15 tona prašine i čađe, pa je opravdana tvrdnja da su parkovi »pluća grada«. (U parku, kao i u šumi, naglo se smanjuje brzina vjetra, a time i njegova transportna moć, pa se dio prašine i čađe deponira na lišću, granama i grančicama.)

U gradovima postoje svi uvjeti za prekomjerno onečišćenje pa i za silnu koncentraciju suspendiranih čestica, odnosno prašine, pepela i čađe. Njih će najviše biti po slabu vjetru ili tišini; više će ih biti u zavjetrini nego na privjetrini; pogoduje im slaba mehanička turbulencija; najpovoljniji su uvjeti za njihovu koncentraciju kad postoji inverzija temperature u donjem sloju zraka iznad grada, tj. u hladnom dijelu godine i noću; povoljno djeluje visoka relativna vlaga zraka, a osobito sumaglica i magla, te ako postoji slabo strujanje iz tvorničkih četvrti prema gradskom središtu. Najpovoljnijom kombinacijom svih tih faktora, ali pokatkad je dovoljno postojanje i samo nekoliko od spomenutih uvjeta, suspendirane čestice – kao i plinovi – rašire se iznad grada i čine nečistožućkastu »kapu«.

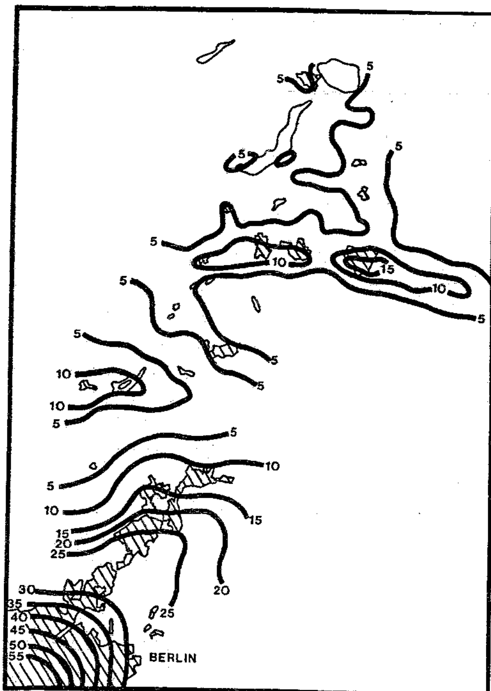
Da je brzina vjetra važan regulator koncentracije krutih čestica, vidi se na sl. 12. Raspodjela čestica prašine iznad grada jako se mijenja s visinom, tj. količina prašine opada s visinom, iznad grada i u bližoj okolici, a podalje od grada te se razlike smanjuju do neznatne količine (tj. daleko od grada prašina je jednoliko raspodijeljena u donjih 400 m). To znači da broj čestica prašine na nešto većoj visini ne ovisi o lokaciji manjih izvora prašine na površini Zemlje; utjecaj izvora prašine na lokalnu veću koncentraciju primjećuje se samo na manjim visinama, tj. bliže tlu. Na veću visinu iznad grada prašina se ne može izdignuti jer je vjetar u međuvremenu odnese dalje od grada. (Tako je u teoriji kad se uzme, kao na sl. 12., da je izvor prašine samo jedan promatrani grad; raspodjela prašine komplicira se kad se uzme u obzir da postoji više gradova na manjem području i da se prašina iz jednoga grada prenosi u atmosferu iznad drugoga grada.) Na raspodjelu prašine bitno utječe priroda podloge; parkovi, šume i jezera smanjuju količinu prašine u zraku neposredno iznad površine, pa na većoj udaljenosti (40 km od grada na sl. 12.) može biti čak i više prašine na visini nego pri tlu. To znači da se borba protiv prašine u gradu može voditi i indirektno, povećanjem površine parkova i umjetnih jezera, a ne samo direktno, smanjenjem »proizvodnje« prašine.

O utjecaju vjetra na prenošenje krutih čestica može se još više doznati upoznavanjem prostorne raspodjele jezgara kondenzacije, a to ćemo učiniti na sljedećem primjeru (sl. 13.). Može se uočiti neposredna ovisnost prostorne raspodjele jezgara kondenzacije o smjeru vjetra; najveća koncentracija čestica je u području odakle potječu, nad Berlinom. Udaljavanjem od izvorišnog područja broj jezgara kondenzacije naglo opada. U tom primjeru vidi se da i manji gradovi donekle pridonose onečišćenju atmosfere, pa se u njoj pojavljuju sekundarni centri onečišćenja iznad gradova nižeg ranga i u njihovoj neposrednoj blizini. Dokle će dospjeti jezgra kondenzacije, prije svega ovisi o veličini (tj. o masi) jezgara.

Da sve to što je rečeno nije slučajno, nego je određena pravilnost, pokazat ćemo na primjeru kakva je bila prosječna koncentracija čestica dima u nešto dužem razdoblju nad cijelim Londonom (sl. 14.), a ne samo u jednom sektoru kao u prethodnom primjeru. Koncentracija dima osobito je velika u golemim gradskim aglomeracijama, a takav je i London. Iz koncentrične raspodjele izolinija jednake koncentracije dima vidi se da je zadimljenost, odnosno onečišćenje uopće, posljedica postojanja i života toga golemoga grada. Koncentracija čestica dima na periferiji grada relativno je malena (5–10 mg/100 m^3), a naglo se povećava prema središnjem dijelu grada i prema istočnim industrijskim predgrađima (golem je utjecaj velikog broja kućnih ložišta koja su zimi vrlo važan »proizvođač« dima, a važna su upravo zato što – zbog niskih dimnjaka – izbacuju dim u prizemni sloj atmosfere iznad grada). Interesantno je lokalno smanjenje koncentracije dima u najstrožem središtu Londona (što je posljedica postojanja manjeg broja kućnih ložišta, jer osim broja ložišta i niskih dimnjaka, kućna su ložišta važan izvor dima i zato što su ona krajnje neracionalna; peći i kamini najveći dio topline, sve plinove i dio krutih čestica izbacuju u atmosferu, pri čemu je izgaranje uglavnom nepotpuno). To je posljedica tzv. »sitifikacije«, napuštanja gradskog središta, koje je sve manje stambena zona. Uzima se da je to djelomično posljedica kontrole onečišćenja čiji se rezultati već počinju osjećati u prikazanu razdoblju. Utjecaj kućnih ložišta najbolje se može ocijeniti



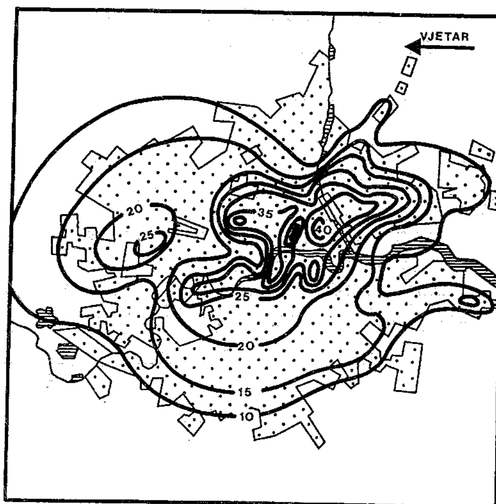
Sl. 12. Koncentracija prašine (broj čestica u cm^3) nad gradom na raznim visinama (80, 160 i 400 m) po vjetrovitu vremenu (A. H. Hrgian, 1969.)



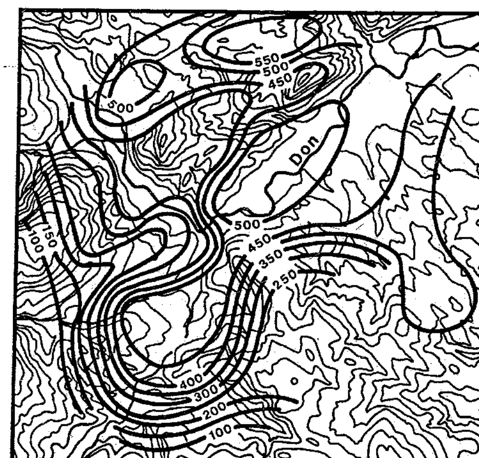
Sl. 13. Raspodjela broja jezgara kondenzacije (1 000 čestica u cm^3) u širem području Berlina 27.VII.1951. po zapadnom, odnosno jugozapadnom vjetru (E. Flach; izvor: E. Heyer, 1963.)

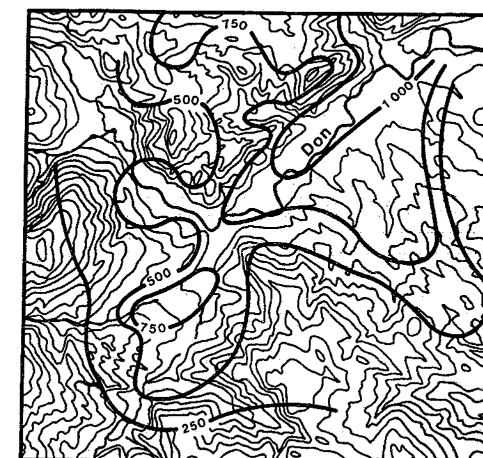
prema zaključku da 80 – 90% dima u Londonu proizvode kućna ložišta. Problem onečišćenja i dalje ostaje prisutan problem, jer je dim samo jedna komponenta onečišćenja zraka, a umjesto dima, kojega ima sve manje, pojavljuju se plinovi. Ali, ni količina dima u velikim gradovima nije još smanjena na zadovoljavajuću granicu. Ohrabruje uspjeh da je 1952. god. u atmosferu iznad Londona izbačena 141 000 tona dima, 1960. god. »samo« 89 000 tona. Prije svega to je rezultat smišljene borbe protiv onečišćenja.

U prethodnom smo primjeru vidjeli kakva je bila prosječna horizontalna raspodjela koncentracije čestica dima u jednom velikom gradu, u Londonu. Da bismo bili što bliži stvarnim uvjetima, od brojnih primjera navest ćemo samo jedan, gotovo klasičan primjer, horizontalnu raspodjelu koncentracije dima u Sheffieldu (sl. 15.) u dva uzastopna dana, 14. i 15. XII. 1964. Sheffield smo izabrali zato što se na njegovu gradskom području idealno kombinira utjecaj grada s utjecajem konkavnog reljefa na raspodjelu svih onečišćivača, pa tako i na raspodjelu dima. Bit će potrebno samo s nekoliko rečenica prisjetiti se što smo već rekli. Sheffield se nalazi na rijeci Don, koji u samom Sheffieldu čini veliku okuku u svom toku prema istoku. Prema dolini Dona konvergira više relativno manjih riječnih i potočnih dolina. U tom relativno prilično disecirana reljefu, i to konkavnom, visine variraju između 46 i 460 m. To je industrijska regija Engleske, pa je u Sheffieldu izgrađeno mnogo metalurških, elektroenergetskih i mnogih drugih industrijskih pogona, sve postrojenja s pretežno jakom emisijom dima; tome svakako treba dodati i onečišćivače iz brojnih kućnih ložišta itd. U anticiklonskim situacijama sa slabim horizontalnim gradijentom tlaka zraka, gubitkom dugovalne radijacije u dugim zimskim noćima, nastaju optimalni uvjeti za postanak inverzije temperature, tj. akumulira se hladan zrak u svim konkavnim oblicima reljefa, posebno u dolini rijeke Don. U takvim se uvjetima dim nakuplja u relativno tanku sloju zraka. U oba dana, 14. i 15. XII. 1964., utvrđena je horizontalna raspodjela dima, koja je u biti određena strukturom reljefa. Dim je ispunio cijelu dolinu rijeke Don i konkavni reljef južno od nje, tj. izolinije koncentracije dima podudaraju se na većem dijelu gradskog teritorija s općim pružanjem izohipsa. Već prvog dana, 14. XII., koncentracija dima bila je za 10% veća od mjesečnog prosjeka (osim u najzapadnijim predgrađima). Slijedećeg dana, 15. XII., još veća stabilnost donjih slojeva atmosfere uzrok je povećanju koncentracije dima čak na ≥ 1 000 mg m^{-3}. (U sljedećem danu, što nije prikazano na sl.



Sl. 14. Prosječna koncentracija čestica dima (mg 100 m^{-3}) u Londonu, od listopada 1958. do ožujka 1959., po istočnom vjetru (T. J. Chandler, 1965.)





Sl. 15. Koncentracija dima (mg m^{-3}) u Sheffieldu, Engleska, 14. (gore) i 15. (dolje) XII. 1964. god. (A. Garnett, 1967.)

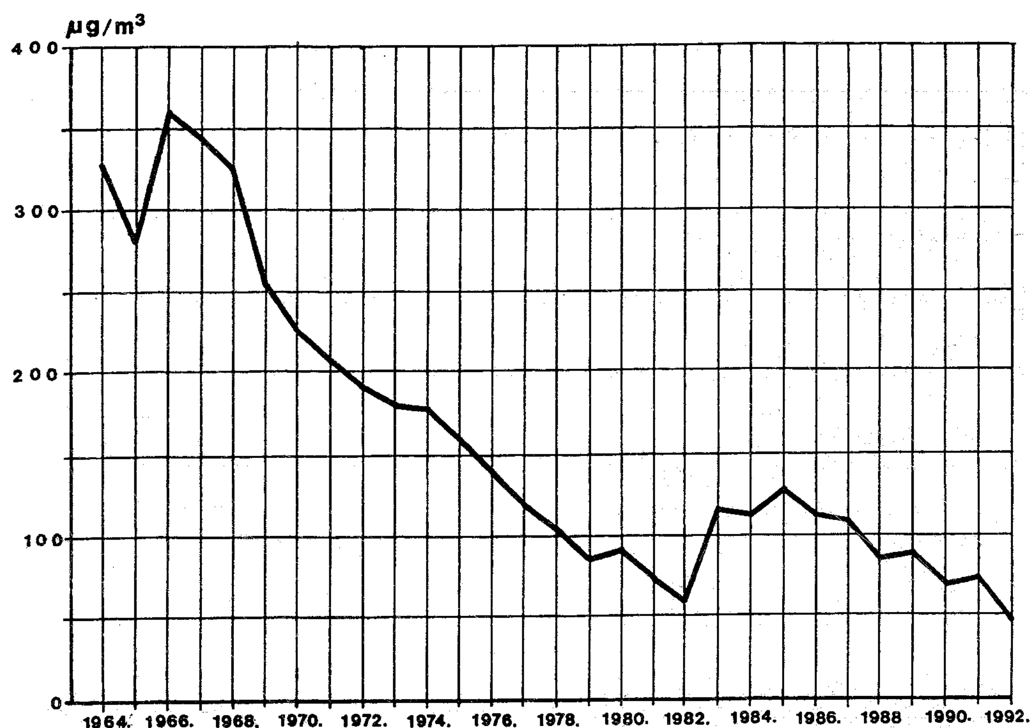
15., srednja dnevna koncentracija dima porasla je čak na ≥ 1 500 mg m^{-3}, a polovica grada bila je obuhvaćena izolinijom od ≥ 1 000 mg m^{-3}.) Najvažnija je činjenica da se gornja ploha jakog onečišćenja nije više izdigla u usporedbi s prethodnim danom, ali je reljefna struktura – i s njom povezana raspodjela temperature zraka – omogućila jaku lateralnu difuziju dima u nižem dijelu cijelog područja, tako da se velik dio promatrana prostora našao unutar izolinije od 500 mg dima u m^3 zraka.

Onečišćenost zraka vrlo agresivnim, za zdravlje opasnim sumporovim dioksidom nije važna samo u dnevnom i godišnjem ciklusu, nego je potrebno poznavati i višegodišnji trend koncentracije toga vrlo opasnog plina. Kako to izgleda u Zagrebu, barem u njegovu središtu, prikazano je na sl. 16. Prisjetimo se, glavni su izvor sumporova dioksida fosilna goriva, prije svega ugljen. Iz sl. 16. jasno se vidi da je 60-ih godina atmosfera u Zagrebu bila vrlo onečišćena tim otrovnim plinom. Od 1968. godine počinje naglo, a poslije sporije smanjenje koncentracije do razine koja je danas (90-ih godina) više nego zadovoljavajuća. To je posljedica plinofikacije i grijanja cijelih novih četvrti grada i pogonskih postrojenja toplom vodom iz toplane. To će, a još mnogo više smanjenje koncentracije dima kao posljedice istih intervencija (v. sl. 18.) pridonijeti konačnom povećanju globalne radijacije i trajanja sijanja Sunca (v. sl. 18.) I dalje ostaje onečišćenje ispušnim plinovima iz automobila. Prema svemu sudeći prošlo je razdoblje najteže onečišćenosti zraka u Zagrebu. O tim se spektakularnim uspjesima premalo govori i piše.

Budući da emisija onečišćivača nije konstantna, a sinoptički se uvjeti neprestano mijenjaju, s njima i uvjeti za difuziju onečišćivača, onečišćenost atmosfere pokazuje izrazitu dnevnu i sezonsku, odnosno godišnju varijaciju. Kako to izgleda u Zagrebu i Leicesteru, prikazano je na sl. 17., a više-manje tako je i u svim drugim gradovima. Ako nema jakog vjetra, u dnevnom hodu koncentracije dima (desno na sl. 17.) vrijedi pravilo da je atmosfera zagađenija zimi nego ljeti, ali to mnogo više vrijedi za dan nego za noć, jer noću prestanu dimiti brojna kućna ložišta. Izraziti maksimum u dnevnom hodu koncentracije dima je u jutarnjim satima, kada počinju emitirati brojni izvori dima. U podnevnim i poslijepodnevnim satima opada koncentracija dima u jediničnom volumenu zbog pojačene turbulencije, a donekle i zbog jačanja vjetra i konvekcije. Zbog slabljenja miješanja zraka u kasnim poslijepodnevnim i noćnim satima, često se početkom noći pojavljuje sekundarni maksimum, ali se on ne može usporediti s primarnim, glavnim maksimumom ujutro.

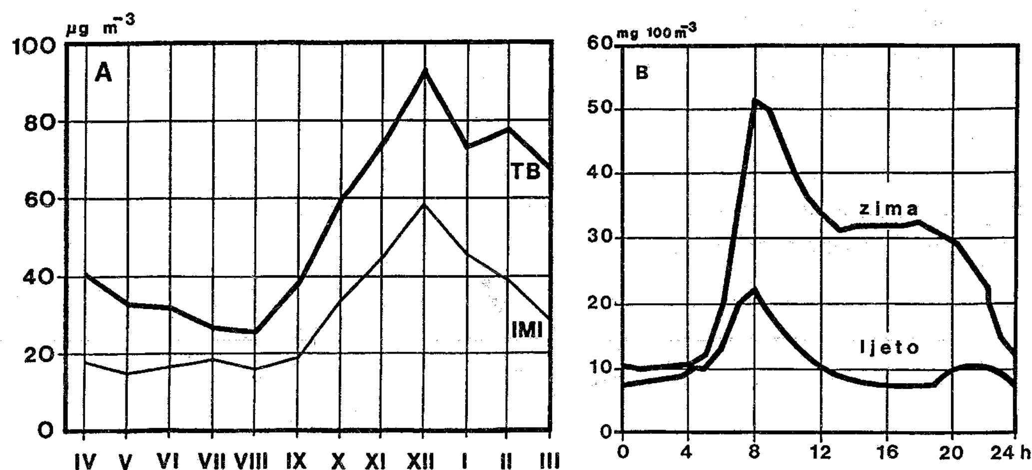
I u godišnjem hodu koncentracije dima (lijevo na sl. 17.) opaža se izrazita pravilnost; u oba primjera, i u središtu, i u predgrađu Zagreba koncentracija dima je veća u hladnim nego u toplim mjesecima. Osim povećane emisije dima, u hladnom dijelu godine tome pridonose slaba ili nikakva vertikalna strujanja zraka. Ljeti je obratno; smanjuje se emisija dima, a mogućnosti za njegovu difuziju mnogo su povoljnije nego u hladnom dijelu godine. I ovdje vrijedi pravilo da je u svim mjesecima koncentracija dima najveća u središtu grada, a opada prema periferiji, te je najmanja u predgrađima. Razlika između središta i okolice mnogo je veća zimi nego ljeti, a to bi bio dokaz da je glavni izvor dima u samom gradu.

Budući da je onečišćenost gradske atmosfere vrlo ozbiljan problem u razvijenim zemljama, sve se

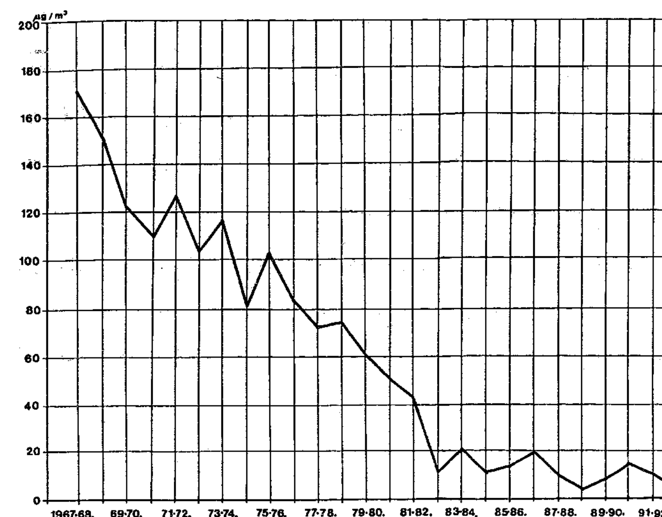


Sl. 16. Srednje godišnje koncentracije sumporova dioksida u Zagrebu, Traumatološka bolnica u Draškovićevoj ulici 19. (M. Fugaš, 1981.; prema podacima dobivenima od IMI-ja, niz su produžili autori udžbenika.)

više poduzimaju mjere za saniranje teške situacije, usprkos velikim troškovima. (Krajem 60-ih godina našeg stoljeća samo je u Sjedinjenim Američkim Državama onečišćena atmosfera direktno ili indi-



Sl. 17. A, godišnji hod koncentracije dima u Zagrebu (IMI, Institut za medicinska istraživanja i medicinu rada, Ksaverska cesta 158; TB, Traumatološka bolnica, Draškovićeva ul. 19). Srednjaci iz razdoblja 1985/86.–1988/89. B, dnevni hod koncentracije dima u Leicesteru, Engleska, 1937.–1939. god. u središtu grada ljeti i zimi (A. R. Meetham, 1952.)

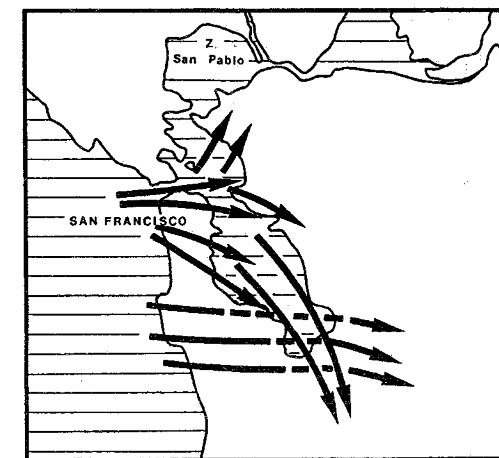


Sl. 18. Srednje godišnje koncentracije dima u Zagreb-Griču od 1967.–1968. do 1991.–1992. god. (M. Krstić, 1983.; niz su produžili autori udžbenika prema podacima Državnoga hidrometeorološkog zavoda)

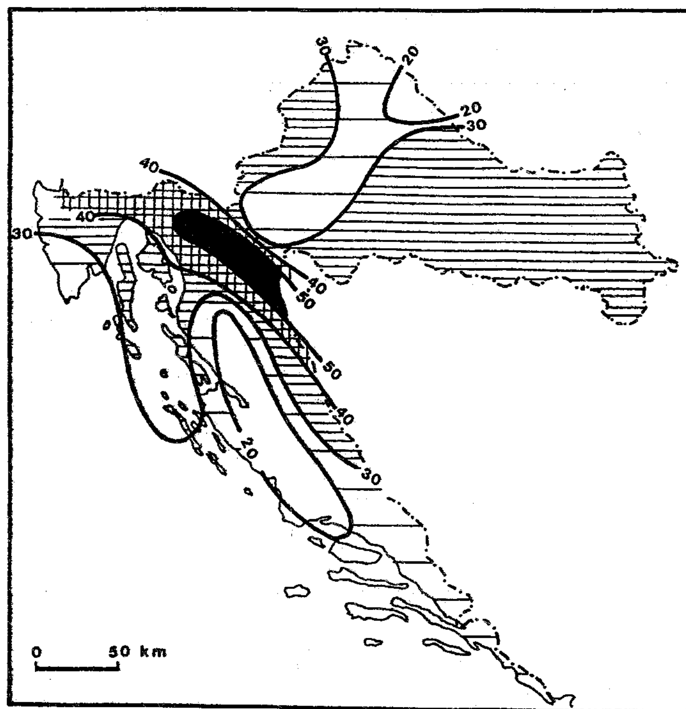
rektno nanosila štetu od 13,5 milijardi dolara!) Taj problem nije prisutan samo u visokoindustrijaliziranim i urbaniziranim zapadnim zemljama. Do sličnih je problema došlo i u našim gradovima kao posljedica općeg porasta stambenog standarda, ali i topografskih uvjeta, tj. smještaja gradova. Kao primjer, na sl. 18. prikazan je silazni trend koncentracije dima u Zagreb-Griču. (Slično je i u svim drugim gradovima.) Vrlo je izrazit trend smanjenja koncentracije dima. To je posljedica prije svega strukturnih promjena u potrošnji izvora energije, a mnogo manje neposrednih mjera za smanjenje emisije dima. U promatranu razdoblju prirodni plin, nafta i električna energija potisnuli su ugljen, koji se nekada koristio kao glavni energent. Tako se smanjila i emisija dima, ali se povećala količina ispušnih plinova iz vozila. Uz to je važna sve veća upotreba centralnoga grijanja putem toplana umjesto brojnih peći i kamina koji emitiraju zagađivače u prizemni sloj atmosfere.

Ako je neka regija ekonomski vrlo razvijena, tj. ako postoji više-manje stalna i jaka emisija zagađivača, onda onečišćenje zraka može biti problem na velikom teritoriju. Tada dolazi do izražaja i utjecaj kopna i mora, odnosno lokalna cirkulacija i struktura reljefa. Upravo je klasičan primjer Zaljev San Francisco (sl. 19.). U obalnim krajevima zmorac i kopnenjak efikasno ventiliraju atmosferu gradova. Ne mora uvijek biti tako jer lokalni topografski uvjeti mogu pokatkad biti nepovoljni. Takva je situacija u širem području San Francisca; u anticiklonskoj situaciji ohlađeni zrak s Pacifika prodire kroz Zlatna Vrata (Golden Gate) u Zaljev San Francisco. Ali, zrak se s mora i direktno prebacuje preko gorovita poluotoka između Zaljeva San Francisco i Pacifika. Prelazeći preko kopna, taj se zrak jače zagrije nego zrak koji struji preko relativno hladnije vode u Zaljevu San Francisco. Tako topliji zrak sa zapada »najahuje« na hladniji zrak, odnosno nastaje inverzija temperature u dijelu Zaljeva San Francisco. Tako se onečišćivači rasprostiru u nižem hladnijem sloju zraka i ne mogu se izdići kroz viši topliji zrak jer ne postoji vertikalno strujanje.

Budući da u atmosferi uvijek imade plinova koji onečišćuju zrak, i obična je kiša – zbog prisutnosti ugljične kiseline – nešto kisela (pH = 5,6). Poveća li se kiselost, onda se govori o tzv. *kiselim kišama*. Uzrok su tome prije svega otopljeni sumporovi i dušikovi oksidi koji kemijskim reakcijama prelaze u sumpornu (sulfatnu) i dušičnu (nitratnu) kiselinu. Uzima se da su kisele kiše, kao jedan od oblika taloženja spomenutih kiselina (tzv. vlažno taloženje) jedan od uzroka »umiranja« (sušenja) šuma, procesa koji ima kontinentske razmjere, a oso-



Sl. 19. Dnevna cirkulacija zraka u širem području San Francisca (P. A. Leighton, 1966.)



Sl. 20. Postotni udio kiselih kiša (kiselih padalina) u Hrvatskoj; godišnji prosjek iz razdoblja 1981.–1985. godine (G. Hrabak-Tumpa, V. Šojat, 1986.)

bito je zahvatio šume najrazvijenijih zemalja u zapadnoj, južnoj i srednjoj Europi.

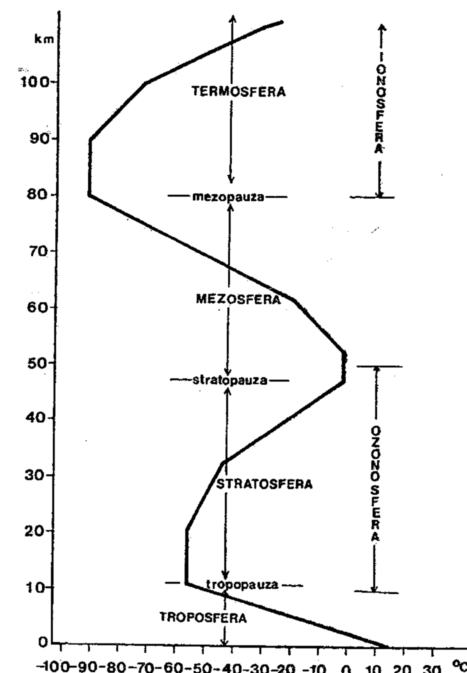
Na sl. 20. prikazana je geografska raspodjela čestine kiselih kiša u Hrvatskoj. Najjače su napadnute šume u gorskoj Hrvatskoj. To bi bila posljedica prenošenja onečišćivača zraka vjetrovima iz sjeverne Italije i najrazvijenijih dijelova Hrvatske i Slovenije. Sušenje je najviše pogodilo crnogoricu. Budući da je umiranje šuma utvrđeno u cijeloj Hrvatskoj i prije većeg onečišćenja atmosfere (i tla), bit će da na taj proces utječu i drugi uzroci (visina vode temeljnice i dr.).

1.2.3. VERTIKALNA STRUKTURA ATMOSFERE

prilično je komplicirana i još nije dovoljno istražena. U klimatologiji je uobičajena podjela na »sfere«, uzimajući temperaturu kao temelj za njihovu diferencijaciju. Za druge svrhe određuje se struktura i na osnovi kemijskog sastava ili stupnja ionizacije pojedinih slojeva.

Ako se za bazu uzme vertikalna promjena temperature, onda se atmosfera dijeli na troposferu[22], stratosferu[23], mezosferu[24] i termosferu[25] (sl. 21.). Troposfera je sloj između površine Zemlje i tropopauze[26] (debljina tropopauze iznosi od nekoliko stotina metara do 2 km), čija visina varira između 7–10 km (pokatkad čak i manje) na polovima i 18–20 km iznad ekvatorskog pojasa. U umjerenim geografskim širinama njezina visina varira između 11 i 14 km (sl. 22.); to ovisi o regionalnim atmosferskim uvjetima (nad ciklonama se spušta, nad anticiklonama i nepogodama se diže). Značajna je velika promjena visine u tijeku samo jednog dana (i po više kilometara). Tropopauza je u stvarnosti prekinuta (pa se govori o polarnoj, tropopauzi umjerenih širina i tropskoj tropopauzi; v. sl. 285.), ona nije kontinuiran sloj oko Zemlje (kako je prikazano na sl. 22.). Pokatkad se jedna iznad druge nalaze dvije, pa čak i tri »ljuske« tropopauze, ili ona posve iščezne, nestane (u zoni mlaznih struja). Fizički uvjeti u području tropopauze intenzivno se ispituju jer je to sloj

[22] grč. *tropein* – gibati se, kretati se; *sfaira* – kugla
[23] lat. *stratus* – sloj; grč. *sfaira* – kugla
[24] grč. *mesos* – srednji, u sredini; *sfaira* – kugla
[25] grč. *therme* – toplina; *sfaira* – kugla
[26] grč. *tropein* – gibati se; lat. *pausa* – zastoj, mir



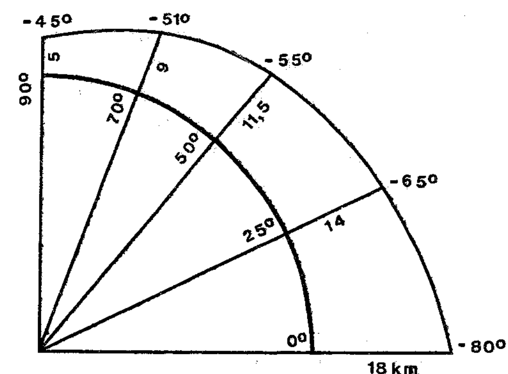
Sl. 21. Vertikalna struktura atmosfere; debela crta prikazuje temperaturu na raznim visinama. Srednja temperatura na Zemlji kao cjelini (W. L. Donn, 1975.)

u kojemu lete današnji mlazni putnički zrakoplovi da bi izbjegli sve neugodnosti koje se najčešće pojavljuju za leta u troposferi.

Bitna je karakteristika troposfere (u prosjeku) konstantan pad temperature s porastom visine, pa na razini tropopauze iznosi oko –45 °C nad polom do –80 °C nad ekvatorom. (Neki istraživači posebno izdvajaju tzv. *planetarni granični sloj*, 1–2,0 m do 0,5–1,5 km troposfere, ali ne na osnovi temperature; tu je bitno turbulentno trenje. Iznad planetarnoga graničnog sloja bila bi tzv. *slobodna atmosfera*, a ispod njega je prizemni poremećeni sloj.)

Između tropopauze i stratopauze[27] (12–45 km visine) nalazi se stratosfera, u donjem dijelu izoterman sloj. I visina stratopauze često znatno varira. Mezosfera je sloj između stratopauze i mezopauze[28], koja se nalazi na visini od 45 do 80 km. Do stratopauze temperatura opet raste (posljedica jake apsorpcije ultraljubičastih zraka koju obavlja ozon), a maksimum je na oko 50 km visine (oko 0 °C); u sloju od nekoliko kilometara temperatura se ne mijenja, a zatim opet jako pada. Sloj između tropopauze i stratopauze naziva se ozonosferom[29]. Od te visine do mezopauze temperatura pada, a minimum je u razini mezopauze (oko –90 °C i niže). Kao i u prijašnjim primjerima, dimenzije (visina i debljina) neprestano se mijenjaju. Termosferu karakterizira stalni porast temperature s visinom, a raste sve do termopauze[30], koja se nalazi na 400–500 km visine.

Zbog visokoga stupnja ionizacije (pa se uzima da ima svojstva plazme), atmosfera iznad 80 km visine zove se ionosfera[31], pa postoji nekoliko pojasa koji su jače nabijeni elektricitetom. Uobičajena je podjela na sloj D, E i F. Oni imaju veliku praktičnu važnost jer apsorbiraju, reflektiraju ili propuštaju radio valove, pa o njima ovisi efikasnost telekomuniciranja. Postojanje sloja D (na oko 60 km) neposredno je vezano na apsorpciju ultraljubičaste radijacije, pa je najizrazitije danju, a nestaje odmah poslije zalaza sunca. Taj sloj reflektira duge radio valove, a apsorbira srednje i kratke. Zato se radio emisije na kratkom i srednjem valu bolje čuju noću nego danju. U periodima pojačane aktivnosti na Suncu (pjege) potpuno se prekida prijenos emisija na srednjem i kratkom valu. Sloj E (ili sloj Kennelly-Heaviside na oko 80–120 km) znatno je izraženiji od sloja D; čini se da nastaje djelovanjem ultraljubičastih zraka na molekule dušika i kisika, pa postoji samo danju. Taj sloj reflektira srednje i duge radio valove; poput sloja D nestaje u tijeku noći, ili se pojavljuje samo pokatkad. Sloj F (Appletonov sloj) podijeli se danju, osobito ljeti, na dva sloja, F_1 i F_2.



Sl. 22. Srednja visina i temperatura tropopauze; debljina troposfere prikazana je 200 puta više nego što bi odgovaralo polumjeru Zemlje (C. Péguy, 1961.)

[27] lat. *stratus* – sloj; lat. *pausa* – zastoj, mir
[28] grč. *mesos* – srednji; lat. *pausa* – zastoj, mir

[29] grč. *ozo* – mirišem; grč. *sfaira* – kugla (nazvano po ozonu)
[30] grč. *therme* – toplina; lat. *pausa* – zastoj, mir
[31] grč. *ion* – koji luta, koji se giba; *sfaira* – kugla. Ioni su električki nabijeni atomi

Količina ozona smanjila se u stratosferi (osobito »*ozonska rupa*« nad Antarktikom) što uzrokuje povećanje ultraljubičastog zračenja na površini Zemlje. Međutim, ona je povećana u troposferi gdje djeluje kao onečišćivač zraka. Ni uzroci (plin freon iz rashladnih uređaja, neki aerosoli i dr.) ni posljedice nisu još posve jasni.

1.3. ENERGETIKA ATMOSFERSKIH PROCESA

1.3.1. RADIJACIJA

Stalne promjene vrijednosti klimatskih elemenata odražavaju se u neprekidnoj promjeni vremena, a one su pak posljedica izmjene energije u atmosferi, hidrosferi i litosferi. Zato je jedan od osnovnih problema atmosferskih znanosti upoznavanje činjenice kolika je uopće količina energije koja ulazi u atmosferske procese, kako se mijenja, koje su manifestacije energetskih promjena u atmosferi (i u podlozi), kako i koliko se energije »gubi« i kakva je njena geografska raspodjela.

1.3.1.1. SUNCE – JEDINI IZVOR ENERGIJE ZA PROCESE U ATMOSFERI. Vidjet ćemo, svi se atmosferski procesi u biti prije ili poslije svode na izmjenu topline između dijelova kopna, mora i atmosfere, koji se nalaze na različitim energetskim razinama.

Jedno od najranijih čovjekovih iskustava jest spoznaja da njegov život neposredno ovisi o Suncu. (Kult Sunca gotovo u svim religijama; bog-Sunce[32]; pripisivanje plodnosti, a time i vlastite egzistencije, Suncu itd.) Znanost je ovu empirijsku činjenicu potvrdila i, svakako, neizmjerno produbila. Zato se danas uzima da je energija koja dolazi sa Sunca praktički *jedini i konačni uzrok* svih energetskih promjena u atmosferi (hidrosferi i na površini litosfere), pokretač golemog mehanizma opće cirkulacije atmosfere. Njegove zrake griju zrak, vodu i tlo, pokreću morske struje i vjetrove, isparivaju vodu, omogućuju fotosintezu, a time utječu i na sav *život*.

Sunce je golema užarena plinovita kugla (nama najbliža zvijezda); srednja udaljenost od Zemlje iznosi 149,5 milijuna kilometara. Njegov promjer iznosi 1 391 000 km. Termonuklearnim procesima u unutrašnjosti se Sunca dio mase pretvara u energiju koja se prenosi u njegove gornje »hladnije« dijelove. Prema Einsteinovoj relaciji

$$E = mc^2$$

svakom tijelu treba pripisati energiju *E*, koja je jednaka umnošku njegove mase *m* i kvadrata brzine svjetlosti *c*. Na temelju te relacije može se zaključiti da su u jezgrama atoma sadržane goleme količine energije. Glavni izvor energije našeg Sunca (i većine ostalih zvijezda) jest niz reakcija koje čine tzv. p-p-lanac. Vodik je prvo »gorivo« u zvijezdama. Nizom reakcija između protona (tj. vodikovih jezgara), protona i deuterona, te između jezgri helija H^3, četiri se protona pri temperaturi od kojih 20 milijuna stupnjeva i gustoće od 100 g cm^{-3} pretvaraju u He^4 uz oslobođenje energije od 26,2 MeV.

Temperatura površine Sunca iznosi oko 6 000 K. Ultraljubičaste, svjetlosne i infracrvene zrake (elektromagnetski valovi) radijalno se emitiraju na sve strane u svemirski prostor, te vrlo maleni dio, 1/2 000 000 000, stiže do Zemlje. Trajanje sijanja Sunca je *insolacija*[33] (osunčavanje), a ukupna elektromagnetska radijacija koju emitira Sunce zove se *Sunčeva radijacija*[34] ili Sunčevo zračenje. Onaj dio Sunčeve radijacije koji dospije do gornje granice atmosfere naziva se ekstraterestričkom[35] (Sunčevom) radijacijom. (Neki autori uzimaju da je insolacija količina Sunčeve radijacije koja dospije do površine Zemlje.) Svi ostali izvori svjetlosti i topline zajedno (toplina iz unutrašnjosti Zemlje, s Mjeseca i zvijezda) nemaju nikakvu praktičnu važnost za termodinamičke procese u atmosferi.

Spektralna raspodjela Sunčeve radijacije odgovara kontinuiranoj radijaciji tijela s temperaturom od 6 000 K, pa Sunce emitira širok spektar od 0,2–4 μm (99% Sunčeve radijacije otpada na spektar 0,275–4,6 μm), a maksimum radijacije nalazi se u vidljivu dijelu spektra (0,4–0,7 μm). Uzima se da 7% radijacije koja dolazi do Zemlje otpada na ultraljubičasti dio spektra, 46% na vidljivu radijaciju, a 47% na infracrvene zrake. (Pod *svjetlošću* se uglavnom misli na elektromagnetsku radijaciju koju opažamo očima, pa neki kažu – vidljiva svjetlost. Neki pak pod svjetlošću misle na cjelokupni spektar elektromagnetske radijacije koju primamo sa Sunca. Nije usvojena ni jedinstvena terminologija u vezi s infracrvenom radijacijom. Neki je nazivaju toplinskom radijacijom, a drugi smatraju da je ispravan samo termin – infracrvena radijacija.)

[32] Svjetlost je od praiskonskih vremena simbol života i sreće, a tama se poistovjećivala s nesrećom i smrću. Sunce, kao glavni izvor prirodne svjetlosti, često se smatralo božanstvom, a vatri, koja je podsjećala na Sunce, pripisivala se magična moć.

[33] lat. *insolatio* – Sunčevo zagrijavanje, izlaganje suncu

[34] lat. *radiare* – zračiti, isijavati

[35] lat. *extra* – izvan, van; *terra* – Zemlja; ekstraterestrički – što je izvan Zemlje

1.3.1.2. SOLARNA KONSTANTA. Nas će naprije nešto više interesirati problem količine Sunčeve radijacije koja dolazi do Zemlje. Da bi se odredila količina energije koja sudjeluje u atmosferskim procesima, potrebno je najprije odrediti veličinu Sunčeve radijacije koja stiže do Zemlje. Zbog utjecaja atmosfere, ta se veličina određuje na gornjoj granici atmosfere ili se može uzeti na površini Zemlje, ali bez atmosfere. Količina radijacijske energije što je Zemlja prima u jednoj minuti na 1 cm^2 na gornjoj granici atmosfere, pri srednjoj udaljenosti Zemlje od Sunca i okomito na Sunčeve zrake, zove se *solarna konstanta*[36]. Prema zaključku Svjetskog povjerenstva za radijaciju najpouzdanija vrijednost iznosi:

$$I_0 = 1\,370 \pm 6\ \mathrm{Wm^{-2}}\ (\text{oko } 1{,}95\ \mathrm{cal\ cm^{-2}\ min^{-1}})$$
$$= 8{,}17\ \mathrm{J\ cm^{-2}\ min^{-1}}$$
$$= 81{,}7\ \mathrm{kJ\ m^{-2}\ min^{-1}}$$

Dakle, intenzitet ekstraterestričke radijacije prema navedenim uvjetima jednak je u određenom momentu za cijelu Zemlju, jer je rečeno »okomito na Sunčeve zrake«.

Solarna konstanta nije konstanta zato što se njezina veličina mijenja u tijeku godine zavisno o udaljenosti Zemlje od Sunca, jer se Zemlja giba oko Sunca po eliptičnoj putanji, a u jednom žarištu nalazi se Sunce; u perihelu (*zima* na sjevernoj hemisferi) kad je Zemlja najbliža Suncu (147 mil. km), ona se *poveća* na 8,42 J, a u afelu (*ljeti* na sjevernoj hemisferi) kad je Zemlja najdalje od Sunca (152 mil. km), *smanji* se na 7,87 J. Tako u siječnju Zemlja prima 6,9% *više* radijacijske energije nego u srpnju. Kad ne bi bilo atmosfere i kad bi Zemlja bila homogena, onda bi – prema onome što je rečeno – srednja siječanjska temperatura Zemlje morala biti za 4 °C viša od srednje srpanjske temperature Zemlje; isto tako bi sjevernohemisferska zima morala biti toplija nego zima na južnoj hemisferi, a južnohemisfersko ljeto moralo bi biti toplije od ljeta na sjevernoj hemisferi. U stvarnosti sve je upravo *obratno*. Ta činjenica pokazuje da temperaturni odnosi u atmosferi bitno ovise i o drugim faktorima, prije svega o trajanju insolacije i o kutu pod kojim padaju Sunčeve zrake na površinu Zemlje, te o geografskoj raspodjeli kopna i mora. Posebno je važna opća cirkulacija atmosfere.

Dugogodišnja mjerenja solarne konstante pokazala su da – osim spomenutih sistematskih promjena – intenzitet radijacije varira do 3%, što bi značilo da Sunce ne zrači jednakim intenzitetom. Ipak, čini se da tu promjenu prije treba pripisati nesavršenosti mjernih instrumenata i utjecaju atmosfere nego stvarnim promjenama intenziteta Sunčeve radijacije. Neki uzimaju da solarna konstanta mijenja svoju vrijednost za 1–2% u tijeku 11-godišnjeg ciklusa Sunčevih pjega, ali se to još nije uspjelo definitivno dokazati. Usporede li se te eventualne promjene Sunčeve radijacije s drugim utjecajima atmosfere i Zemljine površine na insolaciju (npr. albedo Zemlje znatno varira, pa se energija koju prima Zemlja mijenja u granicama ± 15%), one su vrlo malene, pa se u klimatologiji mogu zanemariti; u tom smislu solarna je konstanta – konstanta.

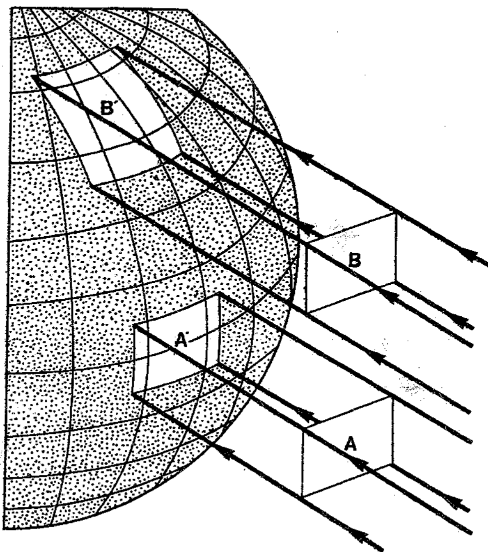
1.3.1.3. RASPODJELA SUNČEVE RADIJACIJE NA POVRŠINI ZEMLJE BEZ ATMOSFERE. Budući da je naša Zemlja sferna, Sunčeve zrake padaju u stvarnosti okomito na horizontalnu plohu na površini Zemlje samo između obratnica, i to samo dva određena dana u godini (a na obratnicama samo jedan dan). Zato se u prosjeku za cijelu Zemlju uzima da horizontalna ploha od 1 cm^2 na gornjoj granici atmosfere (odnosno na površini Zemlje bez atmosfere) prima samo 0,485 cal cm^{-1} min^{-1} (2,03 J cm^{-2} min^{-1}). Činjenica da je Zemlja sferno tijelo smanjuje količinu radijacijske energije što je prima naš planet samo na 1/4 od teorijski moguće količine Sunčeve radijacije. Da je Zemlja ravna ploča, količina Sunčeve radijacije koju bi primio naš planet bila bi, dakle, mnogo veća. Sfernost Zemlje glavni je uzrok što je Zemlja u cjelini, a posebno njezine više geografske širine, relativno hladna, kad imamo na umu činjenicu kako je »nadomak« Zemlji velika količina energije.

Na početku ćemo uzeti Zemlju bez atmosfere i pretpostavit ćemo da se sva radijacija apsorbira na podlozi na koju pada. Zbog goleme udaljenosti Sunca u praksi se uzima da njegove zrake dolaze na Zemlju u paralelnim snopovima; tako se u raznim geografskim širinama kut pod kojim padaju zrake mijenja, različit je. Na to se misli kad se govori o klimatskoj važnosti geografske širine (sl. 23.). Iz slike se vidi da jedinična količina radijacije u primjeru *A* (na ekvatoru) pada na mnogo manju površinu nego u primjeru *B* (u višim geografskim širinama), tj. u prvom se primjeru, na ekvatoru, jedinična količina radijacije podijeli na mnogo ma-

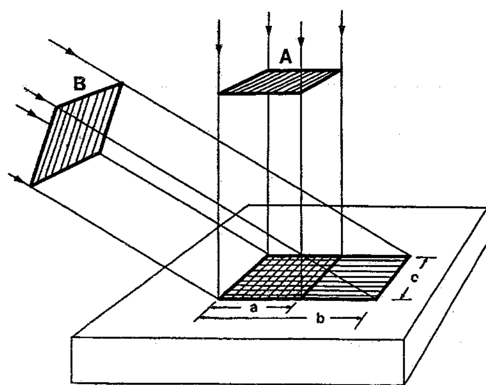
[36] lat. *constare* – postojati, biti dosljedan

nju površinu nego u drugom primjeru, u višim geografskim širinama. Ako snop zraka s jediničnim presjekom na ekvatoru padne na površinu 1, onda će na 55°5′ N snop zraka istog presjeka pasti na površinu 1,77, gotovo dvostruko veću površinu, pa će u odgovarajućoj mjeri biti oslabljena insolacija.

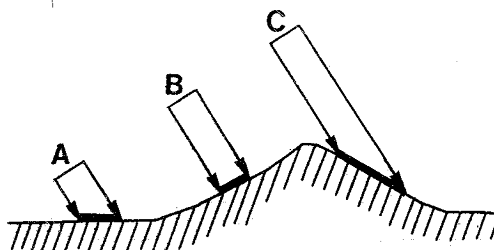
Budući da su to izuzetno važni procesi, navest ćemo još jedan primjer. Na sl. 23. razmotrili smo raspodjelu insolacije na različito orijentiranim (usmjerenim) plohama. Tom problemu možemo pristupiti i drukčije. Zamislit ćemo da promatramo horizontalnu plohu na koju Sunčeve zrake padaju koso i okomito; dakle, ploha je fiksna, a visina sunca se mijenja. To je prikazano na sl. 24. Promotrit ćemo dnevni hod sunca od jutra do podneva, a zornosti radi uzet ćemo samo dva karakteristična položaja, odnosno dvije visine sunca. Očito je da količina insolacije po jedinici površine ovisi o upadnom kutu Sunčevih zraka, koje se kad padaju okomito na podlogu podijele na mnogo manjoj površini (kvadrat a · c) nego kad padaju koso (paralelogram b · c). Time se objašnjava razlika u dnevnom hodu zagrijavanja Zemlje, jer se takvom shemom objašnjavaju razlike u količini primljene radijacije od izlaza do zalaza sunca, s maksimumom u podne, u momentu najvišeg položaja sunca. Što je sunce više iznad horizonta, insolacija je intenzivnija. To je jedan od uzroka dnevnoga hoda temperature, uzrok porasta temperature od izlaza sunca do podneva i pada temperature od podneva do zalaza sunca. Grafički prikaz dnevnoga hoda insolacije bit će parabo-



Sl. 23. Utjecaj sfernosti Zemlje na intenzitet insolacije (J. E. van Ripper, 1962.)



Sl. 24. Utjecaj visine Sunca na intenzitet insolacije na horizontalnoj plohi (A. N. Strahler, 1951.)



Sl. 25. Utjecaj reljefa na upadni kut Sunčevih zraka, odnosno na intenzitet Sunčeve radijacije

la (osim u polarnim širinama). Poslije ćemo vidjeti da je dnevni hod temperature posljedica bilance kratkovalne radijacije Sunca i dugovalne radijacije Zemlje.

Znatan dio kopna nije posve ravan, tj. reljef je više ili manje dinamičan. Posljedica toga bit će već poznata činjenica da će različiti dijelovi reljefa, koje možemo shvatiti kao različito orijentirane plohe, primati različitu količinu insolacije (sl. 25.). U sva tri primjera (*A*, *B* i *C*) ista jedinična količina radijacijske energije raspodijelit će se na različito velike plohe, čija će površina ovisiti o živosti reljefa, odnosno o nagibu, o strmini brdskih ili planinskih padina. Najintenzivnija insolacija bit će na padini *B*, na prisojnoj padini, a najmanja na osojnoj padini *C*.

Na takvu raspodjelu insolacije misli se kad se govori o *ekspoziciji*[37] padina, koja ima veliku praktičnu važnost u brdovitim i planinskim krajevima, osobito u višim geografskim širinama. Ekspozicija (izloženost) je orijentacija padina, riječnih i potoč-

[37] lat. *expositus* – izložen

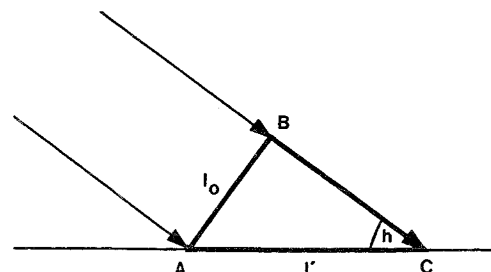
nih dolina u odnosu prema stranama svijeta ili ravnini horizonta, odnosno prema Suncu; otuda i naziv insolacijska ekspozicija. Različita insolacijska ekspozicija uzrokuje oštru diferencijaciju klime na malenu prostoru. Poznata je činjenica da će prisojna padina *B* biti ekonomski važnija od osojne padine *C*, jer će se u inače nepovoljnim klimatskim uvjetima moći gajiti neke kulture kojima je potrebna veća količina svjetlosti (npr. vinova loza). To je također uzrok postojanja primjetnih razlika u flori i vegetaciji prisojne i osojne padine svake planine. U planinama gdje postoje ledenjaci oni se spuštaju niže na osojnim nego na prisojnim padinama. I prostorna raspodjela naselja često je posljedica utjecaja reljefa na insolaciju. Sela se nalaze na prisojnim padinama. Čak i doline, ako su uske, imaju manje insolacije od prisojnih padina.

Na sl. 25. je raspodjela insolacije pod utjecajem reljefa (koji možemo zamisliti kao različito orijentirane plohe) prikazana krajnje pojednostavnjeno da bi sve to bilo što je moguće zornije. U egzaktnijem obliku raspodjela insolacije na horizontalnoj plohi i na plohi okomitoj na Sunčeve zrake prikazana je na sl. 26. Jedinična količina insolacije u jedinici vremena, I_o, pala bi na plohu *AB*; budući da Sunčeve zrake ne padaju na horizontalnu plohu *AC* okomito, nego pod kutom *h*, ovisnost intenziteta insolacije *I′* na horizontalnoj plohi *AC* o visini sunca *h* (visina sunca je kut između Sunčevih zraka i tangente na Zemljinu površinu na mjestu promatranja) prikazuje se jednadžbom

$$I' = I_o \sin h.$$

Prema tome, što je visina sunca h veća, intenzitet insolacije je veći.

Na sl. 25. prikazan je utjecaj reljefa na raspodjelu insolacije, ali krajnje pojednostavnjeno, i to zato što je prikazana raspodjela insolacije u jednom danu



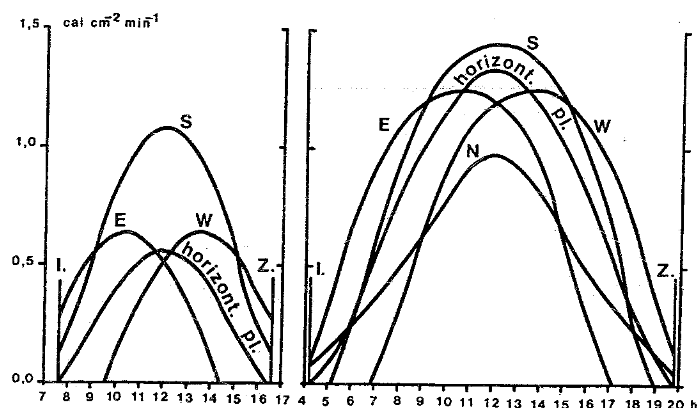
Sl. 26 Intenzitet Sunčeve radijacije na horizontalnoj plohi (AC) i plohi okomitoj na zrake (AB)

i u točno određenom momentu (u svakom drugom satu i danu, ili u istom satu svakog drugog datuma, upadni kut Sunčevih zraka bit će drukčiji). Na sl. 25. prikazane su samo tri mogućnosti: raspodjela insolacije na gotovo horizontalnoj plohi, te na južnoj i sjevernoj padini. U biti je sve mnogo kompliciranije. Na sl. 27. vidi se dnevna varijacija Sunčeve radijacije (a ne samo jedan moment) na horizontalnoj plohi te na sjevernoj, istočnoj, južnoj i zapadnoj padini, i to samo 16. I. i 15. VI. I to je još uvijek prilično daleko od stvarnih uvjeta, jer su izabrana samo dva dana, jedan zimi, a drugi ljeti, dakle, dva ekstremna primjera, a svi su ostali dani negdje između prikazanih dnevnih varijacija Sunčeve radijacije. Uzete su samo četiri padine orijentirane prema četirima stranama svijeta (i jedna horizontalna ploha), a do prilične diferencijacije dolazi i onda kad bismo uzeli barem osam strana svijeta. I konačno, u prirodnim uvjetima padine nemaju nagib samo 25°, nego postoji širok spektar nagiba od 0° do 90°. Ipak, ako se pozorno promatra sl. 27., može se zaključiti sva kompleksnost raspodjele Sunčeve radijacije u realnim uvjetima, imajući na umu činjenicu da se radijacija neprestano mijenja i u vremenu i u prostoru. Razmotrimo redom sva pravila dnevne varijacije Sunčeve radijacije na jednom izoliranom brijegu, koji je upravo geometrijski pravilan. Ljeti na svim padinama insolacija traje mnogo duže nego zimi (na apscisi se vidi da sunce ranije izlazi i kasnije zalazi ljeti nego zimi), pa je to glavni uzrok što je radijacija 15. VI. veća nego 16. I. na svim padinama, kao i na horizontalnoj plohi u dolini. (Drugi je uzrok veće radijacije ljeti nego zimi veća visina sunca.)

Najviše radijacije 16. I. i 15. VI., odnosno u cijeloj godini, primaju južne padine; sve ostale padine primaju manje količine radijacije. Postoji pravilo: što je padina strmija, i što je eksponiranija prema sjeveru, to je veća razlika (deficit) u radijaciji, prema radijaciji na horizontalnoj plohi u dolini.

Insolacija na padinama raznih ekspozicija počinje i završava, odnosno u maksimumu je, u različito doba dana. Južna padina i horizontalna ploha u dnu doline maksimalno su obasjane suncem u podne, a ostale padine najjače su obasjane u drugo doba dana. Zapadna padina najjače je obasjana u popodnevnim satima, a istočna padina od 10 do 11 h. Sjeverna padina nije zimi uopće obasjana, a ljeti (i u jesen i u proljeće) najslabije je obasjana od svih padina (po dnevnoj količini radijacije).

Krivulje radijacije ne počinju i ne sastaju se u jednoj točki, jer na raznim padinama sunce izlazi i zalazi u razno vrijeme. Ujutro je zapadna padina u sjeni, a istočna je padina već 2 ili 3 sata obasjana suncem. Obratno je uvečer; istočna je padina već dugo u sjeni, a zapadna je padina još obasjana suncem.



Sl. 27. Dnevni hod Sunčeve radijacije na horizontalnoj plohi te na južnoj, istočnoj, zapadnoj i sjevernoj padini (nagib padina 25°) 16. I. i 15. VI. na 46° 30′ N i na 1 600 m visine. I., izlaz sunca, Z., zalaz sunca (E. Hoeck; izvor: H. Böhm, 1966.)

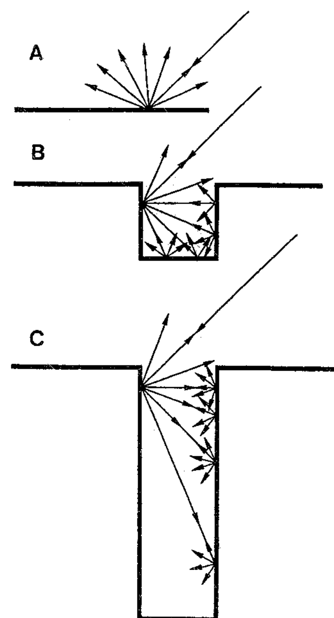
Raspodjela Sunčeve radijacije ljeti u brdima i planinama ima još jednu specifičnost; oko 2 sata poslije izlaza sunca i 2 sata prije njegova zalaza sjeverna padina prima više radijacije nego južna. Posljedica je to poznate činjenice da sunce ljeti ne izlazi na istoku, nego nešto sjevernije (da ne ponavljamo više puta, sve se to odnosi na sjevernu hemisferu), i ne zalazi na zapadu (nego nešto sjevernije). Tako se u ranim jutarnjim i večernjim satima južna padina nalazi u sjeni, a sjeverna je padina obasjana suncem. Ta je razlika sve manja što se više približavamo ekvinokciju, a posve iščezava između jesenskog i proljetnog ekvinokcija kad sunce izlazi i zalazi nešto južnije od istoka, odnosno zapada.

Isprepletanje krivulja na sl. 27. pokazuje da je raspodjela Sunčeve radijacije u planinskim krajevima vrlo komplicirana, tj. nikako ne smijemo misliti da u tijeku cijelog dana u planinama uvijek ima najviše sunca na južnoj padini.

Međutim, južna je padina obasjana suncem onda kad je ono »najjače«, pa iz toga proizlazi njezina vrijednost. Jače obasjavanje istočne i zapadne padine ujutro i uvečer ne može bitno utjecati na dnevnu količinu radijacije, jer je sunce tada »slabo«.

U planinama se zbog pada temperature s porastom visine skraćuje trajanje vegetacijskog perioda, pa je upravo zato trajanje sijanja sunca vrlo važan klimatski element. Interesantne su socijalno-geografske posljedice svega toga; različito trajanje i intenzitet insolacije utječu na raspodjelu temperature zraka i tla, a to pak utječe na strukturu i geografsku raspodjelu agrarne proizvodnje. Budući da je poljoprivredna i stočarska proizvodnja u najvećem dijelu prošlosti bila temelj proizvodnje, a time i egzistencije društva uopće, sve se to posredno odrazilo na raspodjeli naselja i obrađenih površina. Tako su u brojnim alpskim dolinama prvi doseljenici naseljavali prisojne padine, pa se tu nalaze brojni keltski, slavenski i retoromanski toponimi, a na osojnim padinama koje dugo nisu bile zaposjednute kao ekonomski inferiorniji prostor dominiraju mladi njemački toponimi koji su nastali u tijeku mlađe, njemačke kolonizacije Alpa. U nekim istraživanjima pokazalo se da prosječno 85% stanovništva u alpskim dolinama živi na prisoju, a samo 15% na osoju. Nije tako samo u Alpama; ta zakonitost vrijedi za sve naseljene planinske krajeve.

Osim reljefa, na raspodjelu insolacije u manjem prostoru utječu i zgrade u gradovima, osobito ako su nešto više, a to je uglavnom u središtima gradova, gdje se sve više grade neboderi. Tako se insolacija različito raspodjeljuje i na gradskom teritoriju (sl. 28.). Sunčeve zrake u gradu, odnosno između zgrada, višestruko se reflektiraju i apsorbiraju. Pri tome postoji više mogućnosti, odnosno više oblika modifikatorskog utjecaja grada na insolaciju. U primjeru *A* prikazana je insolacija na ravnoj plohi, odnosno na nekim kućama koje su međusobno odvojene. Sunčeve se zrake difuzno reflektiraju na sve strane. Shemom *B* prikazana je raspodjela insolacije između srednje visokih zgrada u zbijenim blokovima. I konačno, shemom *C* prikazana je raspodjela insolacije između nebodera. U prvom primjeru znatan dio radijacije difuzno se reflektira u prostor, pa je uglavnom »izgubljena«. U drugom primjeru između srednje visokih zgrada većina difuzno reflektiranih Sunčevih zraka pada na susjednu zgradu ili na ulicu, te se djelomično apsorbira, a dio reflektirane insolacije opet pada na prvu zgradu, gdje se opet dio te radijacije apsorbira. U biti se slično događa između nebodera, ali se najveći dio apsorbira na većoj visini, a manji dio insolacije dospije do ulice. Tome treba dodati činjenicu da visoke zgrade smanjuju mogućnost prirodnog ventiliranja, tj. miješanja zraka s različitom temperaturom. Tako se ulice u središtu grada s visokim zgradama veći dio dana nalaze u sjeni. Očito je da će se to odraziti u diferenciranom zagrijavanju grada, odnosno u raspodjeli temperature. U tom posljednjem primjeru iz praktičnih smo razloga odstupili od prijašnjeg upozorenja da ćemo promatrati samo obasjavanje podloge, ne uzimajući u obzir refleksiju. Treba samo eliminirati prikazane reflektirane zrake da bi se dobio utjecaj zgrada na insolaciju, ne uzimajući u obzir refleksiju, kako je učinjeno u prethodnim primjerima.



Sl. 28. Shema raspodjele insolacije između različito visokih zgrada (B i C) i refleksija s ravne plohe (A); uzeta je u obzir samo jedna zraka (F. L. Ludwig, 1970.)

Budući da je Sunčeva radijacija praktički jedini uzrok zagrijavanja atmosfere, osim upadnoga kuta bitno će biti i trajanje insolacije, a ono ovisi o duljini dana. Smjena dana i noći posljedica je rotacije Zemlje, njenog rotiranja oko vlastite osi. Rotacija Zemlje – od zapada prema istoku! – posredno utječe na klimu; o njoj djelomično ovisi smjer puhanja vjetra i toka morskih struja.

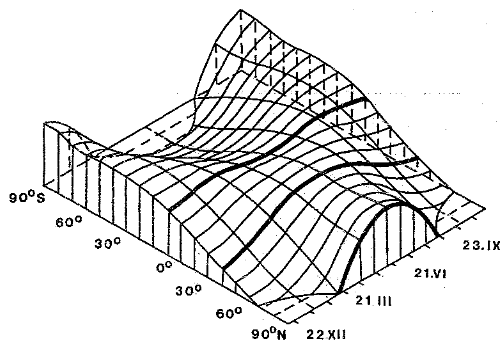
Osim rotacije, koja djeluje na smjenu dana i noći, na duljinu trajanja dana (i noći), odnosno na trajanje insolacije djeluje revolucija Zemlje, njezino okretanje oko Sunca. Utjecaj revolucije Zemlje proizlazi iz astronomske činjenice da se ravnina ekliptike (ploha koja povezuje sve točke Zemljine putanje i prolazi kroz Sunce) ne poklapa s nebeskim ekvatorom (produženjem u prostor ravnine Zemljina ekvatora), nego s njime zatvara kut od 23° 27′, odnosno Zemljina os zatvara s ravninom ekliptike kut od 66° 33′. (Sfernost Zemlje, nagib Zemljine osi, rotaciju i revoluciju neki nazivaju *astronomskim faktorima klime*, jer oni zajednički određuju trajanje, odnosno intenzitet insolacije na bilo kojoj točki Zemlje; oni određuju kut Sunčevih zraka i trajanje i intenzitet zagrijavanja.)

TRAJANJE NAJDUŽEG DANA I NAJKRAĆE NOĆI (U SATIMA, ODNOSNO DANIMA) FUNKCIJA JE GEOGRAFSKE ŠIRINE

Geografska širina	Najduži dan	Najkraći dan
0°	12 00	12 00
10°	12 35	11 25
20°	13 13	10 47
30°	13 56	10 04
40°	14 51	9 09
50°	16 09	7 51
60°	18 30	5 30
65°	21 09	2 51
66,5°	24 00	0 00
	Polarni dan	Polarna noć
70°	65	60
75°	103	97
80°	134	127
85°	161	153
90°	186	179

Tab. 2.

Uzajaman odnos tih faktora vrlo je kompliciran, pa je trajanje insolacije na raznim točkama Zemlje (»dan«) vrlo različito, a to ima nedogledne klimatske posljedice. Svijetli dio dana (tab. 2.) između ekvatora i polarnica varira između 12 sati na ekvatoru i 24 sata na polarnicama, a trajanje najkraćega svijetlog dijela dana varira između 12 i 0 sati. Između polarnica, tj. između 66° 33′ N i 66° 33′ S, uvijek se smjenjuju dan i noć, a njihova se duljina pravilno mijenja u tijeku godine. Drukčije je u polarnim kalotama, sjeverno (na sjevernoj hemisferi) i južno (na južnoj hemisferi) od polarnice. Polarna noć na polu traje 179 dana, a polarni dan 186 dana, tj. toliko dana nema sunca iznad horizonta, odnosno toliko dana ne zalazi pod horizont. Zato je količina radijacijske energije koja dolazi na određenu geografsku širinu proporcionalna ne samo kutu pod kojim padaju Sunčeve zrake, nego i trajanju insolacije (sl. 29.). Da bismo lakše shvatili geografsku raspodjelu insolacije na Zemlji bez atmosfere, promotrit ćemo najprije raspodjelu, odnosno godišnji hod insolacije na tri karakteristične geografske širine na sjevernoj hemisferi, na ekvatoru, na 40° N i 90° N (podebljano na sl. 29.). Na ekvatoru postoji maksimum insolacije u danima obaju ekvinokcija (sunce je tada u ravnini ekvatora), a u svim ostalim danima insolacija je manja jer se sunce tada nalazi u zenitu sjevernije (ljeto sjeverne hemisfere) ili južnije (ljeto na južnoj hemisferi) od ekvatora; minimumi su u solsticijima kad sunce stiže do obratnica. Svaka točka između obratnica (osim samih obratnica) ima dva maksimuma i dva minimuma insolacije.



Sl. 29. Odnos geografske širine i godišnjega hoda insolacije (W. M. Davis; izvor: A. N. Strahler, 1951.)

Promatrajući godišnji hod insolacije na 40° N, vidi se da postoji bitna razlika prema godišnjem hodu insolacije u tropima, naime, postoji jedan maksimum (u ljetnom solsticiju) i jedan minimum (u zimskom solsticiju). Godišnja se amplituda[38] (raspon) insolacije, tj. razlika između mjeseca s maksimalnom insolacijom i mjeseca s minimalnom insolacijom na svakoj paraleli naglo povećava s porastom geografske širine. U biti sličan godišnji hod insolacije postoji na svakoj geografskoj širini između obratnica i polarnica: maksimum je insolacije u ljetnom, a minimum u zimskom solsticiju.

Treći tip godišnjega hoda insolacije postoji između polarnica i polova; insolacija je tu ograničena samo na ljetni dio godine, a zimi je uopće nema.

Treba posebno upozoriti na činjenicu da su ljetne količine insolacije u polarnim krajevima vrlo velike, a velike su zato što sunce ne zalazi pod horizont, tako da se malen kut pod kojim padaju Sunčeve zrake, a s tim u vezi slabija insolacija, kompenzira duljim trajanjem insolacije. Suprotno je u tijeku polarne noći; insolacije uopće – nema.

Iz opisanoga astronomskog odnosa Zemlja-Sunce proizlazi činjenica: smjena godišnjih doba kao posljedica prividnoga gibanja sunca između obratnica. Kad bi Zemljina os, bila okomita na ravninu ekliptike, sunce bi se uvijek gibalo iznad Zemljina ekvatora, i tada ne bi bilo smjene godišnjih doba, a dan bi, kao i noć, na cijeloj Zemlji (osim na polovima) uvijek trajao 12 sati. Budući da Zemljina os nije okomita na ravninu ekliptike, prividna se visina sunca u tijeku godine neprestano mijenja; dva puta u godini sunce je okomito nad ekvatorom (dani proljetnog, 21. III. i jesenskog, 23. IX. ekvinokcija) i dva puta u tijeku ljeta između ekvatora i obratnica. Iznad samih obratnica sunce je u zenitu samo jedan dan u godini, 21. VI. nad sjevernom obratnicom, a 22. XII. nad južnom obratnicom. Prividno gibanje sunca između dviju obratnica ima golemo klimatsko značenje jer je ono uzrok smjene godišnjih doba na jednoj hemisferi, odnosno simultana postojanja različitih godišnjih doba na obje hemisfere (na sjevernoj hemisferi ljeto, na južnoj zima, i obratno). Očito je da takvi odnosi bitno pridonose beskrajnom kompliciranju procesa u atmosferi. U vezi s time nastaje: a) meridionalno seljenje temperaturnih zona paralelno s prividnim gibanjem Sunca, seljenje zona padalina, glavnih vjetrova, sistema ciklona i anticiklona itd. i b) mnogo intenzivnija ciklonska aktivnost i cirkulacija uopće te promjenljivost vremena na zimskoj hemisferi, u odnosu prema ljetnoj hemisferi; to je posljedica mnogo većega meridionalnoga temperaturnoga gradijenta[39] na zimskoj hemisferi.

1.3.1.4. **UTJECAJ ATMOSFERE NA SUNČEVU RADIJACIJU.** Prikaz raspodjele insolacije znatno je pojednostavnjen jer se nije uzeo u obzir modifikatorski utjecaj atmosfere. Međutim, fizička su svojstva atmosfere takva da se Sunčeva radijacija pod njenim utjecajem modificira, a cijeli se proces radijacije u atmosferi vrlo komplicira. Zato Sunčeva radijacija dopire do površine Zemlje oslabljena. U tom se smislu govori o propustljivosti atmosfere za Sunčevu radijaciju; ona ovisi o fizičkim svojstvima plinova koji čine zrak, zatim o broju suspendiranih (lebdećih) čestica. Koeficijent propustljivosti, ili transmisijski[40] koeficijent, pokazuje koliko od Sunčeve radijacije koja dođe do gornje granice atmosfere dospije do površine Zemlje. Srednji transmisijski koeficijent pri vedru vremenu, pri potpuno suhu zraku i pri zenitnom položaju sunca iznosi 0,78. Što je deblja atmosfera kroz koju moraju proći Sunčeve zrake i što je zrak mutniji, transmisijski je koeficijent manji. U istom se smislu upotrebljava i termin ekstinkcija[41]; pod tim se misli na to koliko Sunčeva radijacija oslabi na putu kroz atmosferu.

Slabljenje ili ekstinkcija Sunčeve radijacije na njezinu putu kroz atmosferu ovisi o apsorpciji i o raspršivanju Sunčevih zraka. Zato Sunčeve zrake stižu na površinu Zemlje slabije nego što su bile na gornjoj granici atmosfere. Slabljenje Sunčeve radijacije određuje se pomoću izraza

[38] lat. *amplitudo* – veličina, obujam; amplituda je razlika između najveće i najmanje vrijednosti neke promjenljive veličine.

[39] lat. *gradiens*, part. prez. od *gradi* – ići, hodati; gradijent je vektor koji karakterizira promjenu neke veličine na jedinici udaljenosti, a u svakoj točki prostora ima određenu vrijednost

[40] lat. *transmissio* – prenošenje

[41] lat. *extinctio* – gašenje, slabljenje ili umanjivanje nečega

$$I = I_o e^{-am},$$

I = intenzitet radijacije na površini Zemlje,
I_o = intenzitet radijacije na gornjoj granici atmosfere,
e = baza prirodnih logaritama,
a = koeficijent ekstinkcije,
m = optička masa atmosfere.

Ako za jediničnu optičku masu atmosfere uzmemo optičku masu atmosfere kroz kroju zrake prolaze pri zenitnom položaju Sunca, svaka će druga optička masa atmosfere za zenitnu daljinu (luk vertikalnoga kruga između zenita i nebeskog tijela, tj. Sunca) *z* biti *sec z*, izraženo formulom

$$I = I_o e^{-a \sec z}.$$

To je poznati Lambertov zakon koji pokazuje kakav je odnos između intenziteta insolacije na površini Zemlje te solarne konstante, zenitnog položaja Sunca i koeficijenta ekstinkcije.

Ovdje smo zapravo govorili o još jednoj važnoj veličini u vezi s insolacijom – o optičkoj masi atmosfere; to je broj koji pokazuje kroz koliko puta veću debljinu atmosfere moraju proći Sunčeve zrake kad padaju koso nego kad padaju vertikalno na površinu Zemlje. Jediničnom optičkom masom smatra se masa atmosfere kroz koju bi Sunčeve zrake prolazile od vrha atmosfere do razine mora pri zenitnom položaju Sunca. Budući da se tlak zraka mijenja, u istraživanjima se često upotrebljava relativna optička masa, tj. optička masa izračunata za tlak 1 000 hPa. Relativna optička masa je funkcija samo visine sunca, a apsolutna optička masa uz to je i funkcija tlaka. Apsolutna optička masa m_a

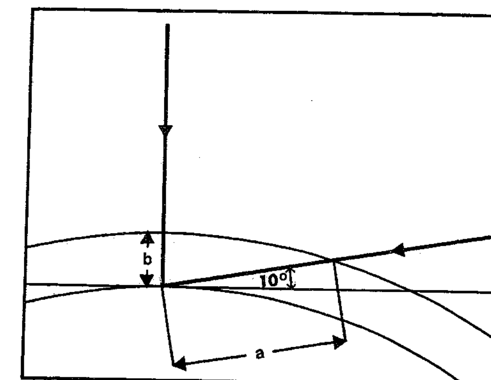
$$m_a = m_r \frac{p}{1000},$$

m_r = relativna optička masa,
p = tlak zraka u hPa.

Na sl. 30. prikazana je relativna optička masa atmosfere za 90° i 10°. Kod velikih kutova relativna optička masa malo se mijenja (za 90° iznosi 1, za 80° samo 1,015 a za 70° 1,064 itd.), a kod malenih kutova naglo raste (za 20° iznosi 2,904, za 10° 5,600, a za 0°, tj. kad je Sunce na horizontu, iznosi 39,700).

Sfernost Zemlje, osim što utječe na »koncentraciju« insolacije, tj. na raspodjelu količine Sunčeve radijacije na različito velike površine, utječe i na duljinu putanje Sunčevih zraka kroz atmosferu (sl. 30.).

Vjerojatnost susreta Sunčevih zraka s molekulama i česticama u atmosferi bit će veća ako zrake prolaze duži put kroz atmosferu (u visokim geografskim širinama; ujutro i uvečer), nego ako je putanja kraća (u nižim geografskim širinama ili u podne). Ako je Sunce samo 5° iznad horizonta, njegove zrake moraju proći put kroz atmosferu, koji je gotovo 11 puta duži od puta što ga moraju proći zrake ako je Sunce u zenitu. Zato pri izlazu i zalazu Sunca možemo u nj gledati bez opasnosti.



Sl. 30. Duljina putanje Sunčevih zraka kroz atmosferu u ovisnosti o visini sunca (G. R. Rumney, 1968.)

1.3.1.4.1. DIREKTNA SUNČEVA RADIJACIJA. Radijacijska energija koja dolazi sa Sunca sastoji se praktički od paralelnog snopa elektromagnetskih valova čija je valna duljina između 0,2 i 4 μm. To je tzv. *kratkovalna radijacija* (i njom je obuhvaćen najveći dio radijacije Sunca). Prema kvantnoj teoriji svjetlosti (i elektromagnetske radijacije uopće), Sunčeva radijacija (kao svjetlost i radijacija svih zvijezda i svih izvora svjetlosti i elektromagnetske radijacije uopće, jer sva tijela stalno emitiraju elektromagnetsku radijaciju) sastoji se od mlaza fotona vrlo različite energije. Ako elektromagnetski valovi dolaze u dodir s nekim tijelom (npr. zrakom, vodom, tlom, ledom itd.), ono ih može upiti (ili apsorbirati[42]), reflektirati[43] (ili odbiti), ili pak manje ili više netaknute propustiti (transmitirati). Svojstvo nekog tijela da propušta radijaciju naziva se dijatermnost[44]. Kakva će biti sudbina elektromagnetskih valova, ovisi o prirodi sredine kroz koju te zrake prolaze ili na koju padaju. Obasjane elektromagnetskim valovima, razne sredine različito reagiraju. Za energetsko stanje atmosfere bitno je utvrditi što se događa sa Sunčevom radijacijom na njezinu putu od gornje granice atmosfere do Zemljine površine.

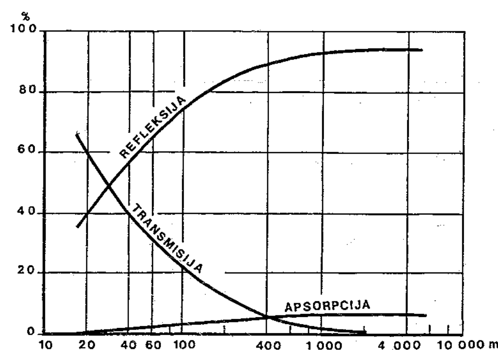
[42] lat. *absorbere* – progutati, oduzeti

[43] lat. *reflectere* – okrenuti natrag

[44] grč. *dia* – kroz i *therme* – toplina

Budući da Sunčeve zrake prolaze kroz atmosferu golemom brzinom (brzinom svjetlosti, tj. 299 792,5 km s^{-1}) i da je najveći dio mase atmosfere koncentriran u relativno tankom njezinu najnižem sloju, postoji znatna vjerojatnost da će dio Sunčeve radijacije (ako je zrak čist i bez oblaka) proći kroz atmosferu netaknut, tj. neće biti apsorbiran niti će se »sudariti« s molekulama atmosferskih plinova ili sa česticama koje lebde u zraku. Onaj dio Sunčeve radijacije koji se uspije netaknut probiti kroz atmosferu do površine Zemlje naziva se *direktna radijacija*. To je vrlo važan meteorološki element za sav život i za procese na Zemlji.

1.3.1.4.2. APSORPCIJA SUNČEVE RADIJACIJE U ATMOSFERI. Atmosfera je smjesa plinova, pa će razni p inovi različito utjecati na kratkovalnu radijaciju koja prolazi kroz njih. Dio Sunčevih zraka koje pr laze kroz atmosferu apsorbirat će vodena para. Apsorpcijske vrpce vodene pare nalaze se u crvenom i infracrvenom dijelu spektra (0,70 < < λ < 0,74 μm; 0,79 < λ < 0,84; 0,86 < λ < 0,98; 1,05 < λ < 1,22; 1,22 < λ < 1,61; 1,61 < λ < 2,10; 2,2 < λ < 3,0; 3,0 < λ < 3,8 μm). Do sada smo smatrali da u atmosferi postoji samo vodena para; ali, oblaci (odnosno naoblaka) u najvećem su dijelu svijeta više ili manje važan klimatski element koji utječe na Sunčevu radijaciju (sl. 31.). Najveći dio Sunčeve radijacije koja padne na oblak reflektira se od njega na sve strane. Mnogo manji dio prodre u oblak, gdje se nešto i apsorbira, a ostali dio prođe kroz oblak, ali se zbog golema broja vodenih kapljica i ledenih kristala difuzno reflektira i daje difuznu radijaciju, koja jednim dijelom prodre kroz oblak do površine Zemlje. Zato danju nije posve mračno ni onda kad je nebo sasvim zastrto debelim oblacima. Odnos refleksije, transmisije i apsorpcije u oblacima ovisi o veličini i vrsti kapljica i ledenih kristala, o debljini i gustoći oblaka. Analizira li se sl. 31., vidi se kakav je utjecaj debljine oblačnog sloja na refleksiju, transmisiju i apsorpciju Sunčeve radijacije. Količina reflektirane radijacije povećava se s debljinom oblaka, tak da oblačni sloj koji je debeo 1 000 m reflektira više od 90% upadne Sunčeve radijacije, a istodobno je postotak propuštene i apsorbirane radijacije vrlo malen. Tome nas je naučilo i životno iskustvo; znamo da je i usred ljetnog dana sasvim mračno ako nebo zastre debeo oblačni sloj (»tmasti« i »olovni« oblaci iz poezije). Sunčeve se zrake ne mogu do nas probiti kroz tako debeo sloj. Obratno je ako je oblačni sloj tanak; tada najveći dio Sunčeve radijacije prođe kroz oblak (ali se na tom putu većim dijelom difuzno reflektira), vrlo malo apsorbira, a refleksija je prilično velika.



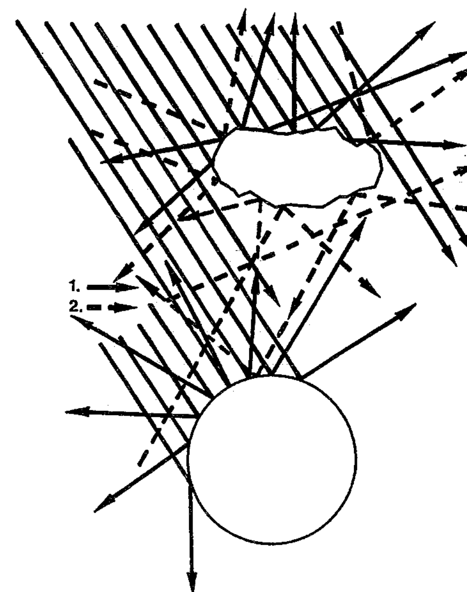
Sl. 31. Refleksija, transmisija i apsorpcija Sunčeve radijacije (%) u ovisnosti o debljini oblaka (m) (Hewson i Longley; izvor: R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)

Dio Sunčeve radijacije na putu kroz atmosferu apsorbira plin ugljikov dioksid (apsorpcijske vrpce u području 1,4–15 μm), zatim kisik (vrpca *A* između 0,76 i 0,80 μm, vrpca *B* s maksimumom apsorpcije kod λ = 0,69 μm) i ozon (jaka apsorpcija u području 0,20–0,36 μm, zatim u dijelovima spektra 0,43–0,75 μm, tj. u ultraljubičastom dijelu spektra). Budući da oni apsorbiraju samo u strogo ograničenu području spektra (samo fotone određene energije ili valove točno određene valne duljine), takva se apsorpcija zove selektivna[45] apsorpcija; zato se na mjestima koja odgovaraju apsorbiranim valnim duljinama u spektru pojavljuju tamne crte. Apsorpcijom Sunčeve radijacije povećava se unutrašnja energija tijela koje aposrbira zračenje. Taj porast unutrašnje energije očituje se u povišenju njegove temperature (ostale nas promjene ne zanimaju). Navedeni plinovi apsorbiraju relativno malenu količinu Sunčeve radijacije, pa ona najvećim dijelom prolazi kroz atmosferu tek malo oslabljena (od toga polovicu apsorbira vodena para u donjih 2 000 m); tako temperatura u prosjeku naglo opada s visinom. Zato se kaže da je atmosfera za Sunčevu radijaciju najvećim dijelom dijatermna, propusna. Za opstanak života vrlo je važna činjenica da ozon apsorbira ultraljubičaste zrake, pa neznatan dio prodire u donje dijelove troposfere (samo 4% ultraljubičastih zraka dođe do morske površine pri zenitnom položaju sunca).

1.3.1.4.3. DIFUZNA RADIJACIJA. Zbog velike brzine dio Sunčeve radijacije »probije« se kroz atmosferu i netaknuto dođe do površine Zemlje, a drugi dio bude na tom putu apsorbiran. Razmotrit ćemo sada treću mogućnost, tj. mogućnost da se interakcijom fotona Sunčeve radijacije i molekula i čestica u atmosferi; a) promijeni smjer i valna duljina zraka ili b) samo promijeni smjer. Prolazeći kroz atmosferu, mnogi će fotoni – zbog golema broja molekula i suspendiranih čestica koje se nalaze na putu Sunčevoj radijaciji od gornje granice atmosfere do površine Zemlje – vjerojatno naići na bilo koje od tih tijela. Pri razmatranju tog problema važno je utvrditi: a) jesu li čestice *mnogo veće* od valne duljine Sunčeve radijacije i b) jesu li čestice *istog reda veličine* kao i duljina valova Sunčeve radijacije.

Razmotrimo najprije prvi primjer jer je jednostavniji: čestice na koje padaju Sunčeve zrake znatno su veće od valne duljine zraka (sitne vodene kapljice, kristali leda, krupne čestice prašine, pepela, čađe itd.). Tada će se pojaviti difuzna refleksija, tj. zrake svih valnih duljina podjednako se reflektiraju (vjerojatno vrlo malo apsorbiraju) na sve strane u skladu s jednostavnim zakonom da je kut odraza jednak kutu upada. Na sl. 32. prikazana je jedna velika čestica; možemo zamisliti da je njezina površina zapravo vrlo neravna, tj. sastoji se od mnogo najrazličitije orijentiranih ploha, malih zrcala.

Najprije promotrimo snop zraka koje su direktno došle sa Sunca do čestice (pune strelice). Neke će proći neposredno uz česticu, a druge će na nju pasti. U skladu sa spomenutim zakonom te će se zrake reflektirati na sve strane, tj. difuzno. Osim tih direktnih Sunčevih zraka do čestice će doći i zrake koje su se već reflektirale na susjednim ili daljim česticama, ali za razliku od direktnih zraka, one dolaze sa svih strana, i sa strane i odozdo. One će se – u skladu s istim zakonom – difuzno reflektirati na sve strane. Isti se proces događa na golemom broju sitnih kapljica vode u zraku, u magli i u oblacima te na ledenim kristalima. Vrlo je važno upamtiti da se valna duljina reflektirane svjetlosti *ne mijenja*. Zato su Sunčevim zrakama obasjani oblaci bijele boje, odnosno Sunce je gledano kroz maglu ili oblake također bijele boje.



Sl. 32. Difuzna refleksija s velike čestice i s kapljice vode; 1 direktne zrake i reflektirane direktne zrake s prikazane čestice, 2. već reflektirane ili pak raspršene zrake s drugih čestica i molekula

Razmotrimo sada drugi, znatno kompliciraniji primjer. Što će se dogoditi sa Sunčevom radijacijom kad padne na vrlo sitne čestice primjesa ili na molekule plinova. Kad zraka dospije do neke molekule ili do vrlo sitne čestice, onda ona tu molekulu ili česticu pobudi na osciliranje; ona postane elektromagnetski oscilator, tj. izvor elektromagnetske emisije. Svu primljenu radijacijsku energiju pobuđeni izvor odmah odašilje u svim smjerovima u okolni prostor. Pritom se ništa ne gubi od početne radijacije jer je emitirana radijacija jednaka energiji koja je česticu ili molekulu pobudila na osciliranje. Vrlo je važno da se emitirana elektromagnetska radijacija ne širi samo u jednom smjeru u paralelnu snopu, kao prije ulaza u atmosferu, nego na sve strane, pa se jedan dio vraća u svemir gdje je izgubljen za procese u atmosferi. Slijedi ono najvažnije! Pobuđena molekula ili sitna čestica ne emitira elektromagnetsku radijaciju s istom spektralnom raspodjelom energije kakvu je primila; ona *mijenja* relativni udio pojedinih valnih duljina. Taj se proces naziva raspršivanjem, a budući da se raspršivanjem zrake emitiraju na sve strane, ono se naziva difuznim raspršivanjem. Raspršivanje podliježe Rayleighovu zakonu koji utvrđuje odnos između valne duljine i intenziteta raspršivanja *D* relacijom

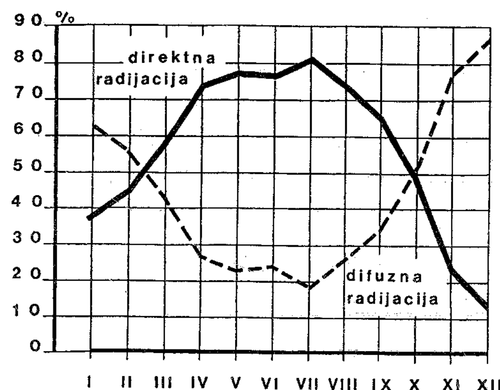
$$D = k\lambda^{-4},$$

pri čemu je *k* faktor proporcionalnosti. Proizlazi da je raspršivanje proporcionalno četvrtoj potenciji valne duljine, tj. najjače će se raspršiti ultraljubičaste zrake i zrake bliže ljubičastu dijelu spektra, a najmanje crveni dio vidljiva spektra i infracrveni dio spektra; raspršivanje je dakle *selektivno* zato što je riječ o rezonanciji. Ljubičaste će se zrake gotovo 16 puta jače raspršiti od crvenih, tj. toliko će oslabiti. Budući da je to vrlo važno, ponovimo još jednom: raspršena zraka Sunčeve radijacije sadrži u sebi više kratkovalne (plavi dio spektra) nego dugovalne energije (crveni dio spektra) s obzirom na raspodjelu energije u upadnoj zraci. Zorno bismo mogli reći da je raspršena zraka »plavija« od upadne zrake.

[45] lat. *selectio* - izbor, odabiranje

Raspršivanje je proces koji ima izraziti dnevni hod; raspršivanjem Sunčeve radijacije difuzne zrake do površine Zemlje sredinom dana donose najviše kratkih valova: odatle nebu modra boja! Modrina raste i onda ako u atmosferi ima mnogo sitnih čestica prašine. Spuštanjem sunca prema horizontu relativni udio, postotak, kratkovalne radijacije u ukupnoj raspršenoj radijaciji sve se više smanjuje, a povećava se postotak radijacije iz crvena dijela spektra. Nebo sve više gubi izrazito modru boju, postaje bjelkasto, a nešto prije zalaza, odnosno prije i poslije izlaza, sunce dobiva narančastu i crvenu boju (plavi dio spektra na tom se putu apsorbira, a žute i crvene zrake prodiru kroz atmosferu do nas.)

Da zaključimo: Sunčeva radijacija koja do nas ne dolazi direktno, nego joj se – ili difuznom refleksijom ili raspršivanjem na putu kroz atmosferu – promijeni smjer ili spektralni sastav, naziva se *difuznom radijacijom* ili *nebeskim zračenjem*. Difuzna radijacija ima golemu praktičnu važnost. Zbog postojanja te radijacije svjetlost dolazi sa svih strana, na Zemlji nije mrak ni kad je nebo danju potpuno prekriveno oblacima. Isto tako nije mrak ni u sjevernim sobama ni u sjeni. Difuzna je radijacija važan izvor svjetlosti i radijacije uopće u visokim geografskim širinama, gdje je sunce u većem dijelu godine nisko iznad horizonta, pa je direktna radijacija Sunca slaba. Tako npr. u Stockholmu (sl. 33.) 23% od ukupno primljene radijacije u svibnju, i 52–87% u zimskim mjesecima, otpada na difuznu radijaciju. Zora i sumrak posljedica su difuzne radijacije; svjetla ima iako ne vidimo Sunce. Difuzna radijacija mjeri se difuzometrom[46], a registrira se difuzografom[47]. Korisno će biti upoznati još tri detalja.



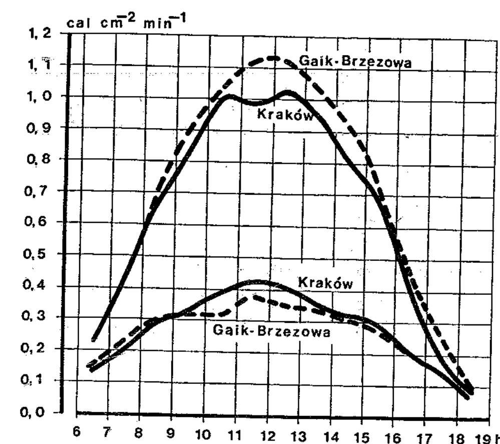
Sl. 33. Odnos direktne i difuzne radijacije (%) u Stockholmu 1905.–1926. (A. Ångström; izvor: V. Conrad, 1936.)

I. Kad se ljeti u zraku nalazi mnogo vodenih kapljica, vrlo jaka difuzna radijacija uzrok je bjelkastom nebu, iako nema oblaka, mnogi se osjećaju vrlo neugodno; ne mogu »normalno« gledati, »nešto« im smeta, pa neprestano moraju žmirkati i instinktivno osjećaju potrebu za tamnim naočalima. Sada znamo uzrok: vrlo jaka difuzna radijacija, svjetlost »struji« sa svih strana.

II. Sunce promatrano s Mjeseca, svemirskih brodova, pa čak i iz zrakoplova koji lete vrlo visoko, uvijek svijetli bijelo, odnosno strahovito blješti, a nebo promatrano s Mjeseca i iz svemirskih brodova uvijek je crno poput čađe, i iz njega kao igle »bodu« zvijezde. (Gledano iz zrakoplova koji leti vrlo visoko, nebo je usred dana tamnoljubičasto.) U svemirskim brodovima umjetno se održava atmosfera (astronauti mogu skinuti skafandre), pa u njima postoji difuzna radijacija, jer kroz prozor koji je okrenut prema Suncu dolazi Sunčeva radijacija, s kojom se u kabini događa u malenome sve ono što se u golemim dimenzijama događa u atmosferi. Izvan Zemlje nema smjene dana i noći, astronauti putuju na Mjesec i natrag neprestano obasjani Suncem, po neprekidnu danu, pa Sunce neprekidno rasvjetljuje i zagrijava svemirski brod. Zato nas sada neće čuditi što astronaut pri pogledu kroz prozor okrenut Suncu vidi strahovito blještavu kuglu, a pri pogledu kroz prozor nasuprot, vidi apsolutno crno nebo s vrlo sjajnim zvijezdama.

Kada to znamo, možemo objasniti još jedan fenomen. Zašto ne vidimo Sunčeve zrake koje dolaze do Mjeseca (ili prolaze pokraj njega, odnosno zašto ne vidimo Sunčeve zrake koje noću prolaze kroz naš Sunčev sustav) i zašto se Mjesec vrlo oštro ističe od okolne tame? Sunčeve zrake dolaze do Mjeseca kroz praktički prazan prostor, pa u tom prostoru nema difuzne radijacije. Vidimo, dakle, samo one Sunčeve zrake koje se s Mjeseca reflektiraju do našeg oka. Budući da Mjesec nema atmosfere, iznad njegove površine nema difuzne radijacije koja bi nastala u njegovoj atmosferi kad bi ona postojala. S Mjesečeve površine difuzno se reflektiraju (difuzno, na sve strane, zato što Mjesečeva površina nije ravna) Sunčeve zrake, a mali dio dospije i do Zemlje, odnosno do našeg oka. Zato je Mjesečeva »ploča« oštro »odrezana« od okolne tame. Suprotno tome, kad se Zemlja promatra (ili fotografira) iz svemirskih brodova i s Mjeseca, vidi se da oko nje postoji »aureola«, svijetli pojas (svjetliji što je bliže površini Zemlje, a tamniji što se više povećava visina, da bi na nekoj visini posve nestao), koji je posljedica difuzne radijacije u Zemljinoj atmosferi.

[46] lat. *diffundere* - raspršiti, rasprostirati; grč. *metron* - mjera
[47] lat. *diffundere* - raspršiti, rasprostirati; grč. *grafein* - pisati



Sl. 34. Dnevni hod globalne (gore) i difuzne (dolje) radijacije 21. VII. – 27. VIII. 1970. u Krakówu i Gaik-Brzezowi (Z. Olecki, 1973.)

Još jedan detalj! Zašto u vedroj noći bez mjesečine vidimo mnogo zvijezda, a manje kad je Mjesec iznad horizonta, osobito kad je uštap? Uzrok je opet isti. Za vrijeme uštapa te nešto prije i poslije njega, u Zemljinu atmosferu dolazi noću relativno dosta Sunčevih zraka reflektiranih s Mjesečeve površine, od kojih u Zemljinoj atmosferi nastaje difuzna radijacija (isto kao od Sunčeve radijacije danju, samo što je intenzitet neusporedivo manji). Dio Sunčevih zraka koje reflektirane s Mjeseca dospiju do Zemljine površine mogu do nje dospjeti direktno, pa bi to bila »direktna« radijacija. Tako nastaje – mjesečina. Sa svake jedinične površine neba struji određena količina svjetlosti koja je jaka kad se usporedi sa svjetlošću većine vidljivih zvijezda, čija je svjetlost vrlo slaba jer su doista vrlo daleko. Tako mjesečina stvara nešto poput svjetlosnog »vela« kroz koji se vide samo zvijezde koje su svjetlije od mjesečine, a ne vide se zvijezde čije je svjetlo slabije od mjesečine. Intenzitet mjesečine i broj vidljivih zvijezda ovisi o intenzitetu noćne difuzne radijacije u Zemljinoj atmosferi. Najviše ćemo zvijezda vidjeti u suhoj i čistoj atmosferi kad se bitno smanji apsorpcija svjetlosti zvijezda u našoj atmosferi i kad nema mjesečine. Zato se astronomski opservatoriji grade u relativno visokim planinama, ako je moguće, u krajevima sa suhom klimom.

III. Zašto su oblaci uvečer i ujutro žuti i crveni? Svjetlost reflektirana s oblaka koji su visoko iznad horizonta je bijela (misli se na oblake koji su bočno obasjani), jer je riječ o difuznoj refleksiji, tj. spektralni se sastav svjetlosti – zbog njezina kratkog puta kroz atmosferu – ne mijenja. Ako su oblaci nisko nad horizontom, onda zrake koje se reflektiraju od oblaka da bi došle do nas moraju proći kroz debeo sloj atmosfere; na tom putu (tj. od oblaka do našeg oka) jako se raspršuju, pa do nas dolazi najvećim dijelom crveni dio spektra, jer nije apsorbiran.

Dio difuzne radijacije potječe od refleksije i raspršivanja Sunčevih zraka na polutantima; prema tome, difuzna radijacija bit će drukčija u gradu nego u relativno čistijoj atmosferi podalje od njega. Kako grad utječe na difuznu radijaciju, prikazat ćemo uspoređivanjem dnevne varijacije difuzne radijacije u Krakówu i Gaik-Brzezowi (sl. 34.), koja se nalazi 20 km jugozapadno od Krakówa. Izgradnjom metalurškoga kombinata Nowa Huta pokraj Krakówa atmosfera u tom starom poljskom gradu postala je vrlo onečišćena, a u susjednoj Gaik-Brzezowi ostala je relativno čista. Iako su se mjerenja radijacije obavljala samo po lijepu vremenu, 21. VII.–27. VIII. 1970., prilično su reprezentativna. Velik broj polutanata smanjuje direktnu, a povećava difuznu radijaciju, tako da je difuzna radijacija veća u Krakówu nego u daljoj okolici. U promatranu je razdoblju difuzna radijacija u središtu Krakówa u prosjeku za 12% bila *veća* nego u Gaik-Brzezowi, a u ekstremnim je slučajevima difuzna radijacija u Krakówu bila čak i 50% veća. Na slici se još vidi da ta razlika postoji u tijeku dana kad je sunce nešto više iznad horizonta, a ujutro i kasno poslije podne ta je razlika mala ili je uopće nema.

1.3.1.4.4. RASVJETA. Pod direktnom i difuznom radijacijom misli se na čitav spektar Sunčeve radijacije, dakle na ultraljubičastu, vidljivu i infracrvenu radijaciju zajedno. Katkad će biti važno izlučiti samo vidljiv dio spektra koji se naziva svjetlošću. To je onaj dio Sunčeve radijacije koji je bitan za opstanak biljnog svijeta jer o njemu ovisi fotosinteza. (Taj dio spektra iskorištava se u »običnoj« crno-bijeloj fotografiji i snimci u boji.) Intenzitet svjetlosti mjeri se fotometrom[48], a količina toka svjetlosti na jedinicu površine naziva se *rasvjetom* *E*; ona se izražava jednadžbom

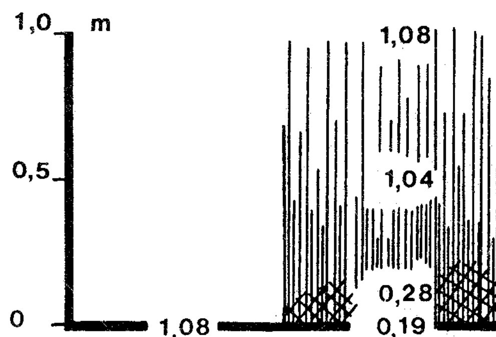
$$E = \frac{I \cos \alpha}{r^2}$$

I = jačina izvora svjetlosti,
α = kut između okomice na površinu na kojoj se mjeri rasvjeta te smjera zraka,
r = udaljenost od izvora svjetlosti.

Rasvjeta se mjeri u luksima; to je rasvjeta što je daje svjetlosni tok od 1 lumena na 1 m^2 površine. Rasvjeta Sunca iznosi u podne 50 000 – 100 000 luksa, a rasvjeta punog Mjeseca 1/20 do 1/2 luksa.

[48] grč. *fos* – svjetlo; *metron* – mjera

1.3.1.5. **UTJECAJ BILJNOG POKROVA NA INSOLACIJU.** U dosadašnjim pojednostavnjenim primjerima uzimalo se da Sunčeva radijacija dolazi do podloge, ali se – osim utjecaja atmosfere – nije uzimala u obzir činjenica da ona na velikim prostranstvima Zemlje ne dolazi do površine tla netaknuta; ako je tlo prekriveno bilo kakvom vegetacijom, radijacija se apsorbira i reflektira na lišću i grančicama, tj. biljni pokrov slabi radijaciju na njezinu putu do tla. Najprije promotrimo utjecaj trave na slabljenje insolacije. U tom slučaju najčešće se navode rezultati istraživanja A. Ångströma, koji su prikazani na sl. 35. Intenzitet Sunčeve radijacije bitno oslabi na svom putu kroz travnu vegetaciju. (To je osobito važno za stepe i savane.) Tlo prekriveno travnom vegetacijom prima oko pet puta manje Sunčeve radijacije nego tlo koje nije prekriveno travom!



Sl. 35. Utjecaj trave na slabljenje kratkovalne radijacije (cal cm^{-2} min^{-1}) (A. Ångström, 1925.)

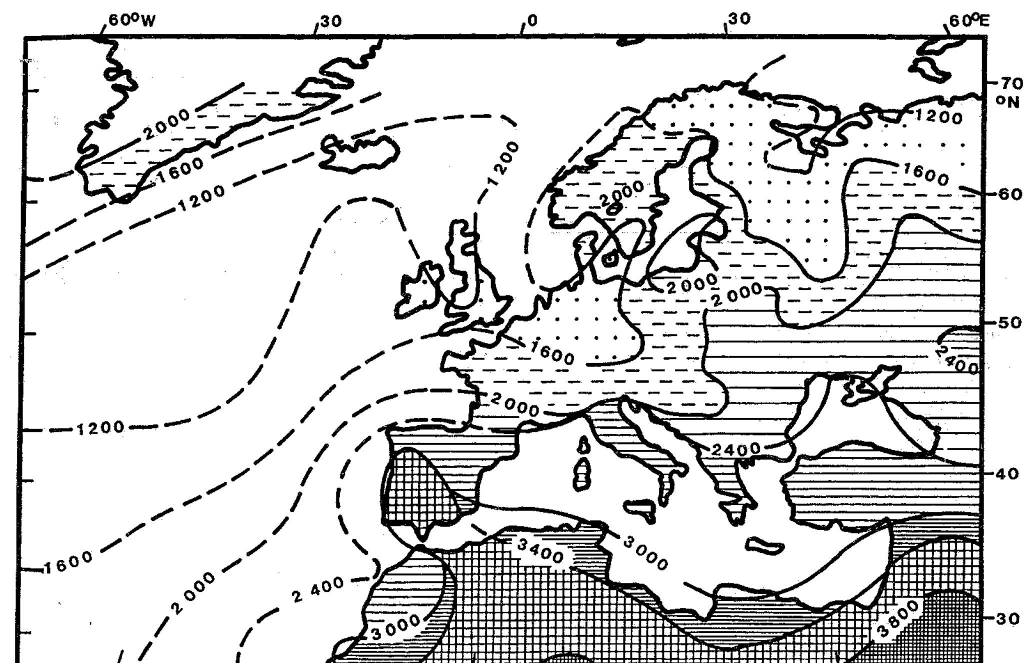
U biti je sličan i utjecaj lišća u šumi na Sunčevu radijaciju; izrazit ćemo ga u postocima od količine radijacije koja dospije do lišća. Lišće s mnogo vode reflektira u rano ljeto 19%, apsorbira 55,5%, a propušta 25,5% upadne radijacije. Suho lišće reflektira 29%, apsorbira 38%, a propušta 33% radijacije. Kad se ima na umu činjenica da se u velikim dimenzijama to događa u golemim šumskim kompleksima, onda otuda proizlazi njihov utjecaj na apsorpciju radijacijske energije u raznim dijelovima godine.

Koliko Sunčeva radijacija može oslabiti pod utjecajem vegetacijskog pokrova, najbolje se vidi iz sljedećih podataka. Ako na otvorenu prostoru Sunčeva radijacija iznosi 4,145 J cm^{-2} min^{-1}, na tlu u svijetloj šumi iznosi 0,17 – 0,29 J cm^{-2} min^{-1}, a u tamnoj, gustoj šumi samo 0,03 – 0,04 J cm^{-2} min^{-1}. Intenzitet Sunčeve radijacije vrlo oslabi na putu od krošnje drveća do šumskog tla. Tlo u gustoj, tamnoj šumi može primiti u jednoj minuti gotovo 100 puta manju količinu Sunčeve radijacije nego tlo na koje Sunčeve zrake padaju izravno. Zato je u gustoj šumi mračno i za najsvjetlija dana u podne. (Sjetimo se opisa prašume!) Iz prethodnih se podataka vidi da tlo koje je prekriveno gustom vegetacijom prima vrlo mali dio radijacije čak i za najvedrija dana. (Turbulentno prenošenje topline i kondukcija glavni su izvori topline za tlo.)

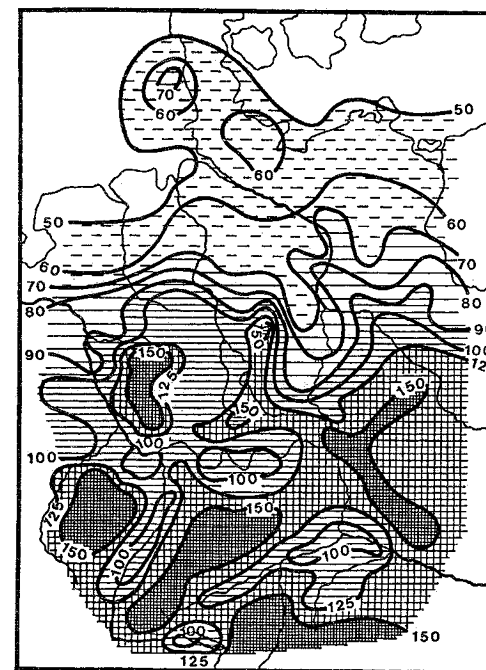
1.3.1.6. **TRAJANJE SIJANJA SUNCA.** Trajanje obasjavanja Zemlje direktnom (izravnom) Sunčevom radijacijom naziva se trajanjem sijanja sunca (ili trajanjem insolacije). Ono se izražava u satima sijanja sunca dnevno, mjesečno ili godišnje, a mjeri se heliografom[49]. Na geografskoj karti prikazuje se *izohelama* koje povezuju točke s istim trajanjem sijanja sunca u označenu periodu. Trajanje sijanja sunca određeno je astronomskim faktorima, tj. ne može biti duže od trajanja dana (ili trajanja svih dana u jednome mjesecu ili godini); određeno je stanjem atmosfere (vedro nebo ili tanki visoki oblaci) i, konačno, ovisi o reljefu koji bacanjem sjene skraćuje trajanje sijanja sunca (jer sunce prije zađe i kasnije izađe u dubokoj dolini nego na konveksnim oblicima reljefa).

Prikažimo zakonomjernost koja određuje geografsku raspodjelu trajanja sijanja sunca, a za primjer uzmimo Europu (sl. 36.). Nije potrebno dugo analizirati sliku da bi se zaključilo da je trajanje sijanja sunca duže u unutrašnjosti Europe nego na istoj geografskoj širini nad Atlantikom. Između tih vrijednosti nalazi se širi obalni pojas u zapadnoj Europi. To je prije svega posljedica raspodjele naoblake. Naoblaka je vrlo velika upravo nad sjevernim Atlantikom između sjeveroatlanskog maksimuma na jugu te Grenlandskoga ledenog pokrova na sjeveru. To bi se područje najkraćeg sijanja sunca podudaralo s područjem intenzivne ciklogeneze, odnosno s područjem u kojemu čitave godine prolaze ciklone sa svojim oblačnim sistemima. Trajanje sijanja sunca povećava se prema jugu, prema Sredozemlju i Africi, osobito naglo uz njegovu sjevernu obalu i na sjevernoj periferiji Pirenejskog poluotoka, dakle u područjima pod utjecajem suptropskih anticiklona. Regionalno smanjenje trajanja sijanja sunca može biti posljedica češće pojave obalne magle, a trajanje sijanja sunca povećava se u zavjetrini velikih planina koje utječu na raspadanje naoblake u zavjetrini; to vrijedi za krajeve južno od Pireneja, Alpa i Dinarida, ali i za Švedsku istočno od Skandinavskoga gorja (izohela od 2 000 sati, a znatno južnije, u Njemačkoj, trajanje sijanja sunca iznosi 1 400–1 600 sati).

[49] grč. *helios* – Sunce i *grafein* – pisati



Sl. 36. Prosječno godišnje trajanje sijanja sunca (u satima) u Europi i sjevernom Atlantiku. Isprekidane izohele izračunate su pomoću poznate naoblake (H. E. Landsberg i dr., 1963.)



Sl. 37. Trajanje insolacije (u satima), u srednjoj Europi u veljači 1959. god. (L. Schulz, 1963.)

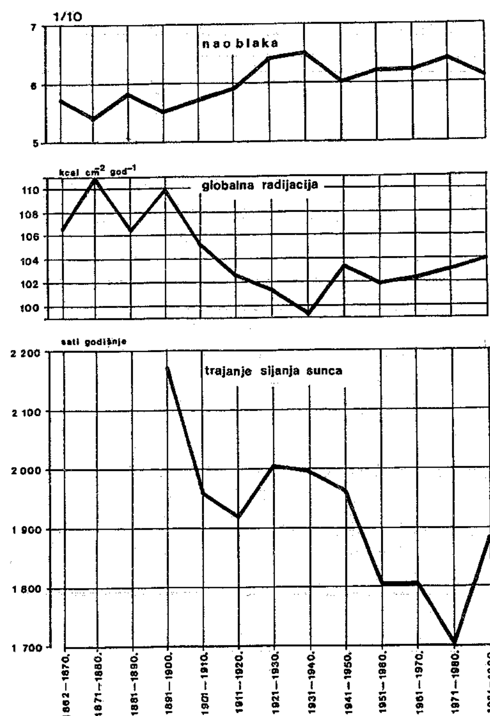
Zakonomjernost u raspodjeli trajanja sijanja sunca u najsitnijim detaljima upoznat ćemo ako je analiziramo u kraćem vremenskom razdoblju; za to smo izabrali prostornu raspodjelu sijanja sunca u srednjoj Europi u veljači 1959. (sl. 37.). Trajanje sijanja sunca u zimskim mjesecima u umjerenim geografskim širinama sjeverne hemisfere vrlo ovisi o magli; iako se podaci odnose samo na jedan mjesec, može se uzeti da su reprezentativni. Najprije treba upozoriti na činjenicu da postoji dovoljno velika razlika između geografskih širina sjeverne i južne Njemačke, tako da se ta razlika osjeti i u trajanju dana, odnosno prema jugu raste mogućnost za povećanje trajanja sijanja sunca.

Dugotrajne magle u obalnom području Sjevernog i Baltičkog mora te u nizinama na sjeveru Njemačke, uzrok su kratkog trajanja sijanja sunca (50–80 sati). Idući prema jugu, ono se povećava, ali se geografska raspodjela trajanja sijanja sunca znatno komplicira kao posljedica djelovanja reljefa. Usprkos kompleksnosti, može se postaviti opće pravilo da trajanje sijanja sunca raste u brdskim i planinskim krajevima, a opada u riječnim dolinama. To je neposredna posljedica raspodjele magle, posljedica njezine veće čestine u konkavnim oblicima reljefa (osobito u prostranim riječnim dolinama) nego u

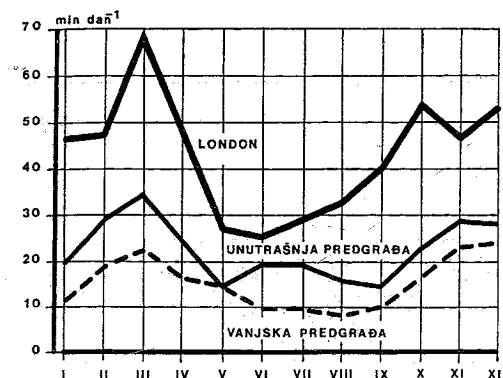
gorju. Tako se većina planina ističe kao »otoci« s dužim trajanjem sijanja sunca, a suprotno tome su doline Maine, Dunava, osobito između Regensburga i Staubinga, dolina Rajne između Heidelberga i Kaiserstuhla itd., te ravnica na sjeveru Njemačke, tmurne, bez sunca. Veliko lokalno smanjenje trajanja sijanja sunca opaža se i u području Bodenskog jezera jer jezero utječe na veliko povećanje broja dana s maglom. U ljetnim je mjesecima situacija obratna: planinski su krajevi oblačniji od nizinskih, pa je i trajanje sijanja sunca u planinama mnogo kraće nego u ravnicama i dolinama. Opisani godišnji hod trajanja sijanja sunca uvijek je bio jedan od glavnih klimatskih elemenata koji je utjecao na smještaj sanatorija (Davos, Arosa, Leysin, St. Blasien itd.), športskih centara itd.

Onečišćenost atmosfere u gradovima porasla je u tolikim razmjerima da polutanti u zraku iznad gradova utječu na smanjenje trajanja sijanja sunca. Da to nije posljedica mjerenja samo u ponekoj nepovoljnoj godini (ili dijelu godine), nego da je riječ o sistematskom utjecaju, može se vidjeti ako se trajanje sijanja sunca mjeri duži niz godina. Za primjer smo uzeli Zagreb (sl. 38.). Trajanje sijanja sunca, kao i radijacija, primjetno su se smanjili u posljednjih stotinjak godina. Jedan dio tih promjena može biti posljedica promjena u atmosferskim strujanjima (i s tim povezane promjene naoblake), a drugi je dio posljedica utjecaja grada ili direktnog utjecaja zagađene atmosfere kao posljedice razvoja Zagreba (industrija, promet, kućna ložišta itd., a to je uzrok češće maglovitosti i postanka niske stratiformne naoblake zimi i noću), ili porasta naoblake, također pod utjecajem grada (jaka konvekcijska naoblaka ljeti i danju). Očito je u promatranu razdoblju porasla naoblaka, a direktna posljedica toga mora biti smanjena sunčeva radijacija i sve manje trajanje sijanja sunca. Utjecaj aeropolucije najviše je izražen u jutarnjem i večernjem slabljenju sunčeve radijacije, odnosno tako se skraćuje trajanje sijanja sunca. U podnevnim satima razlike su male. Ipak, u posljednjem desetljeću zabilježeno je produženje trajanja sijanja sunca, a time i povećanje globalne radijacije. Te su povoljne promjene bile praćene smanjenjem naoblake.

Osim Zagreba, za primjer ćemo uzeti i London, jer je tako moguće diferencirati grad i okolicu. Povećana aeropolucija, te magla i smog, bitno utječu na trajanje sijanja sunca u gradovima. Trajanje sijanja sunca skraćuje se i u usporedbi s okolicom. O kolikim je razmjerima riječ u Londonu, prikazano je na sl. 39. Trajanje sijanja sunca, odnosno skraćenje trajanja sijanja sunca pod utjecajem grada nije jednako na cijelom gradskom teritoriju, nego dolazi do diferencijacije pojedinih dijelova. Trajanje sijanja sunca u Londonu – a tako je više ili manje i u svim drugim gradovima – najviše se smanjilo u središtu, gdje ima najviše onečišćivača, a »kapa« zagađenog zraka tu je najdeblja, pa je veća vjerojatnost da će Sunčeve zrake na svom putu kroz atmosferu naići na onečišćivače. Onečišćenost atmosfere smanjuje se prema periferiji i okolici grada, pa u istom smjeru opada i skraćenje trajanja sijanja sunca. Dalje od grada, gdje se gubi njegov utjecaj na sastav atmosfere, nema skraćenja trajanja sijanja sunca. Međutim, utjecaj grada na modifikaciju klime vrlo je kompleksan, pa trajanje sijanja sunca nije određeno samo količinom onečišćivača u zraku i debljinom zagađenog sloja zraka iznad grada. Naime, nad gradovima je utvrđeno povećanje naoblake, pa dio skraćenja trajanja sijanja sunca treba pripisati tom klimatskom elementu. To isto vrijedi i za maglu (i smog). Nje u gradovima ima više nego u njihovoj okolici, pa i to pridonosi skraćenju trajanja sijanja sunca, pri čemu nije uvijek lako zaključiti koliki je udio pojedinih elemenata.



Sl. 38. Naoblaka (desetine), globalna radijacija i trajanje sijanja sunca u Zagreb-Griču; desetogodišnji srednjaci 1862.-1990. god. (I. Penzar, 1969.; I. Penzar, 1977.; T. Šegota, 1987a; T. Š. i A. F.)



Sl. 39. Srednje skraćenje trajanja sijanja sunca (minute dnevno) u Londonu, unutrašnjim predgrađima i vanjskim predgrađima; od 1921. do 1950. god. (T. J. Chandler; izvor: W. P. Lowry, 1967.)

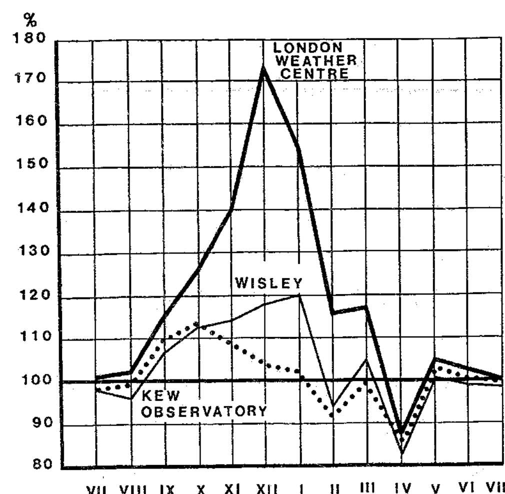
Zatim je u svim dijelovima Londona utvrđen karakterističan godišnji hod skraćenja trajanja sijanja sunca. Trajanje sijanja sunca najviše je skraćeno u hladnoj polovici godine (u središtu Londona u ožujku čak za gotovo 70 minuta!), a mnogo manje u toploj polovici godine; zimi je sunce niže nad horizontom, pa je duža putanja Sunčevih zraka kroz atmosferu. Obratno je ljeti. Poslije ćemo vidjeti da je u većini promatranih primjera magla češća u hladnom nego u toplom dijelu godine, tj. postoji izrazita godišnja varijacija broja dana s maglom. Tako je i u Londonu magla najčešća u hladnom dijelu godine, pa i to pridonosi zimskom skraćenju trajanja sijanja sunca. Veća čestina magle u hladnom dijelu godine posljedica je niže temperature. To omogućuje lakšu kondenzaciju, ali – zbog niže temperature – mora se ložiti u svim prostorijama u kojima žive i rade ljudi, pa se tako povećava količina onečišćivača i vodene pare u atmosferi, što pridonosi mnogo češćem stvaranju magle (većina onečišćivača su ujedno i jezgre kondenzacije) i njezinu dužem zadržavanju. Što je duže zadržavanje magle danju, veća je refleksija Sunčevih zraka, a to usporuje zagrijavanje atmosfere iznad grada, tj. time slabe vertikalna strujanja koja uklanjaju polutante iz atmosfere neposredno iznad grada. Tek smjena zračnih masa može poboljšati situaciju.

U toplom dijelu godine svi faktori djeluju u suprotnom smjeru, pa se trajanje sijanja sunca produžuje u usporedbi s hladnim dijelom godine (ne samo zbog produženja dana). Razlike u skraćenju trajanja sijanja sunca između središta grada i periferije manje su u toplom nego u hladnom dijelu godine.

U prethodnom je primjeru prikazano srednje skraćenje trajanja sijanja sunca u relativno dužem periodu, a poslije toga su nastale znatne promjene intervencijom zajednice. Tako su dobiveni vrlo zanimljivi podaci uspoređivanjem trajanja sijanja sunca u Londonu 1958.-1967. god. sa srednjakom iz perioda 1931.-1960. god. Naime, poslije 1956. god. počele su se primjenjivati različite mjere za »pročišćavanje« atmosfere u Londonu (i drugim gradovima). Ubrzo su dobiveni pozitivni rezultati, pa se pokazalo da je trajanje sijanja sunca u zimskim mjesecima gotovo stalno iznad dugogodišnjeg srednjaka. Ako je povećanje trajanja sijanja sunca posljedica provođenja mjera protiv onečišćenja, onda se ono mora više odraziti u središtu grada nego na periferiji i u okolici grada (sl. 40.). Uspoređenjem postotnog povećanja trajanja sijanja sunca u deset godina, 1958.-1967., s dugogodišnjim srednjakom, 1931.-1960. god., trebalo bi očekivati velik porast trajanja sijanja sunca u središtu grada, slabiji porast na periferiji, a još manji ili nikakav porast u ruralnoj okolici. Zato su uzete tri postaje u Londonu: u središtu (London Weather Centre), na periferiji (Kew Observatory) i Wisley u blizini Londona. U najnovijem periodu najveći porast trajanja sijanja sunca opažen je u središtu Londona između rujna i ožujka, a u ostalim je mjesecima utvrđena mala razlika; dakle, najveći je porast utvrđen u mjesecima kada je atmosfera bila najviše onečišćena. Nešto slično, ali manje, utvrđeno je i na periferiji Londona (Kew Observatory), a u ruralnoj okolici toga grada nije bilo bitnih promjena, iako se i tu opaža stanovito poboljšanje situacije. (Pad vrijednosti u Wisleyu u studenome i prosincu nije jasan; možda je to posljedica utjecaja magle, jer je moguće da u središtu grada – koji je topliji od okolice – pokatkad nema magle, a u hladnijoj je okolici ima, ili je gušća nego u gradu, ako je i ondje ima.) Trajanje sijanja sunca od studenoga do siječnja u središtu Londona poslije 1958. god. *poraslo* je za oko 50% iznad višegodišnjeg srednjaka (1931.-1960.), a u prosincu čak za 70%. Nema sumnje da je to barem djelomično posljedica borbe protiv onečišćenja; ostalo treba pripisati utjecaju promjene klime, ali se ipak ti utjecaji ne mogu odvojiti.

U vezi s trajanjem sijanja sunca bit će korisno upoznati još neke činjenice. Sunčeva radijacija je osnova života jer fundamentalna organska proizvodnja ovisi o Sunčevoj svjetlosti. Taj se proces naziva fotosintezom[50]. Fotosinteza je svaka kemijska sinteza nastala djelovanjem svjetlosti; u prirodi je bitna sinteza škroba od CO_2 i H_2O u listu biljke pomoću klorofila u stanicama, gdje energija kvanta svjetlosti neposredno prelazi u energiju kemijske

[50] grč. *fos* – svjetlo; *syntesis* – sastavljanje



Sl. 40. Srednje mjesečno trajanje insolacije u Londonu i okolici 1958.–1967. god. izraženo kao postotak srednjaka 1931.–1960. god. (J. Jenkins, 1969.)

veze. Fotosintezom biljke svake godine stvore oko 380 milijardi tona biomase i oslobode u atmosferu oko 350 milijardi tona slobodnoga kisika.

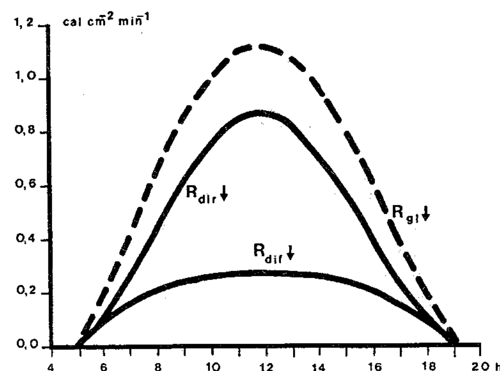
Variranje trajanja dana i noći u tijeku vegetacijskog perioda, odnosno trajanja sijanja sunca, u biljnom svijetu uzrokuje tzv. foto-periodizam[51]. Fotoperiodizam je reakcija biljnog svijeta na različitu duljinu dana u vegetacijskom periodu na raznim geografskim širinama. Tako postoje biljke dugog i kratkog dana. Biljke dugog dana – uglavnom u višim geografskim širinama – ubrzavaju razvoj u danu dugom 16 – 20 sati (pšenica, raž itd.), pa se tako nadoknađuje kratko trajanje ljeta. Biljke kratkog dana – uglavnom u nižim geografskim širinama – ubrzavaju svoj razvoj, tj. cvat i donošenje ploda, u 8–12 satnom danu (proso, kukuruz itd.). Iako su neke biljke neutralne na duljinu dana, činjenica je da najveći dio agrarne proizvodnje u svijetu ovisi – osim o ostalim klimatskim ili prirodnim elementima uopće – i o trajanju sijanja sunca. To u praksi znači da svaka poljoprivredna kultura ne može rasti svagdje u svijetu. Poznato je da su propali neki projekti za gajenje nekih kultura u krajevima gdje ih prije nije bilo.

1.3.1.7. **GLOBALNA RADIJACIJA.** Kao što smo vidjeli Sunčeva radijacija dolazi do površine Zemlje na dva načina, ili kao direktna, ili kao difuzna. Zbroj direktne $R_{dir}\downarrow$ i difuzne radijacije $R_{dif}\downarrow$ koja dospije do horizontalne plohe na površini Zemlje naziva se *globalnom*[52] *radijacijom* $R_{gl}\downarrow$.

$$R_{gl}\downarrow = R_{dir}\downarrow + R_{dif}\downarrow$$

Globalna radijacija mjeri se piranometrom[53], a registrira se piranografom[54].

Nas zanima kakav je dnevni hod globalne radijacije. Za primjer ćemo uzeti njezin dnevni hod u Zagrebu (sl. 41.). Intenzitet globalne radijacije ne mijenja se jednostavno u tijeku dana; poslije izlaza i prije zalaza sunca ona se relativno malo mijenja, a mnogo se više mijenja kad je sunce više. Opet se malo mijenja 1–2 sata oko sredine dana. Difuzna se radijacija mijenja oko 3 sata prije zalaza i poslije izlaza sunca, a kad se ono jače digne nad horizont, difuzna se radijacija mijenja malo. Budući da je globalna radijacija zbroj direktne i difuzne radijacije, krivulja dnevnoga hoda globalne radijacije u biti je slična krivulji hoda direktne radijacije, tj. globalna se radijacija u tijeku dana znatno mijenja. Kad je sunce sasvim nisko (ujutro i uvečer), tj. oko 1 sat poslije izlaza i 1 sat prije zalaza sunca, difuzna je radijacija u apsolutnim jedinicama jednaka kao i direktna radijacija. Dizanjem sunca nad horizont direktna radijacija raste mnogo brže nego difuzna, a najveća je razlika među njima u podne, kad najveći dio radijacije otpada na direktnu radijaciju, a manji dio na difuznu. Difuzna se radijacija smanjuje sa 50% ujutro na 23% u podne, a onda se opet relativno poveća (ali se apsolutno smanjuje!); od 9–15 h difuzna je radijacija gotovo konstantna. Ukupna



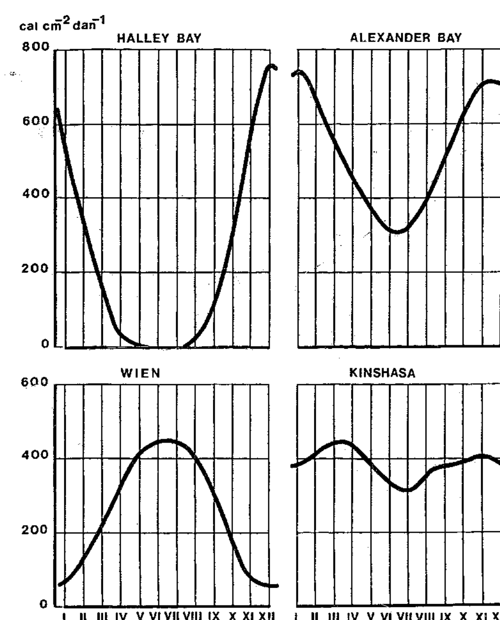
Sl. 41. Srednji dnevni hod intenziteta direktne radijacije na horizontalnu plohu, difuzne radijacije i globalne radijacije u vedrim ljetnim danima u Zagrebu 1958.–1963. god. (I. Penzar, 1965.).

[51] grč. *fos* – svjetlo; *periodos* – obilaženje, opseg ili, općenito, razdoblje

[52] lat. *globus* – cjelokupan, ukupan

[53] grč. *pyr* – vatra; *ana* – uz, duž; *metron* – mjera

[54] grč. *pyr* – vatra; *ana* – uz, duž; *grafein* – pisati



Sl. 42. Srednji godišnji hod globalne radijacije (E. Flach, 1966.)

srednja dnevna količina energije koju od difuzne radijacije primi horizontalna ploha za vedra dana ljeti u Zagrebu iznosi samo 37% od radijacije koju donose direktne zrake. Direktna pak radijacija iznosi ujutro 50% globalne radijacije, a raste na 76% u podne, a zatim opet opada u poslijepodnevnim satima.

Sve tri radijacije su malene kad je sunce nisko nad horizontom, a rastu s porastom visine sunca, tako da su apsolutne vrijednosti najveće u podne. Kad je sunce nisko nad horizontom ne samo da su sve tri radijacije male, nego se mijenja relativni odnos između njih. U tijeku dana dominantno značenje ima direktna radijacija, a ujutro i uvečer dominira (doduše kratko vrijeme) difuzna radijacija.

Dalje će nas interesirati godišnji hod globalne radijacije u nekoliko mjesta na Zemlji da bismo uočili razlike koje proizlaze iz utjecaja geografske širine (sl. 42.). Na sl. 29. prikazana je raspodjela insolacije u nepostojećim uvjetima, na Zemlji bez atmosfere. Budući da Zemlja utječe na Sunčevu radijaciju, količina Sunčeve radijacije koja dospije do površine Zemlje znatno će se razlikovati od teorijskih vrijednosti, odnosno bit će manja; međutim, godišnji hodovi globalne radijacije bit će u osnovi slični godišnjim hodovima insolacije kako je prikazano na sl. 29. U udžbenicima se uglavnom prikazuje godišnji hod globalne radijacije na nekoliko reprezentativnih paralela. Budući da je globalna radijacija realna veličina koja se može znatno razlikovati u raznim dijelovima svijeta, odlučili smo prikazati godišnji hod globalne radijacije na nekoliko reprezentativnih postaja, da bismo bili što bliži realnoj raspodjeli toga važnog izvora energije.

U Kinshasi, koja se nalazi blizu ekvatora, očituje se godišnji hod globalne radijacije u ekvatorskoj zoni. Postoje dva maksimuma, koji se u biti podudaraju sa zenitnim položajem sunca, i dva minimuma u vremenu kad je sunce najniže.

Wien (Beč) je primjer postaje tipičnoga godišnjega hoda globalne radijacije u umjerenim širinama. Godišnja se amplituda – u usporedbi s Kinshasom – povećava, pa postoji velika razlika između zime s malenom globalnom radijacijom i ljetnih mjeseci kad ona jako poraste. Za kasnije lakše razumijevanje godišnjega hoda temperature bit će korisno zapamtiti jednu karakteristiku. Riječ je o globalnoj radijaciji koja je u lipnju, srpnju i kolovozu podjednako velika, a u prosincu, siječnju i veljači podjednako mala; u objema skupinama nema bitne razlike između susjednih mjeseci. Suprotno tome, u proljetnim mjesecima postoji skokovit porast globalne radijacije, a u jesenskim mjesecima skokovit pad.

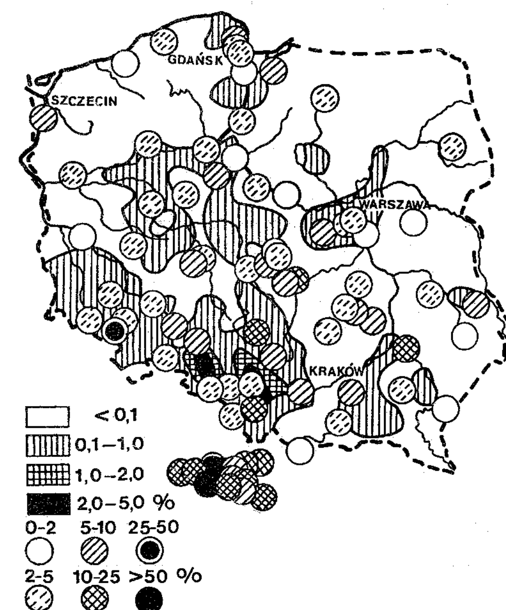
Alexander Bay, postaja u suhu dijelu južne Afrike, nalazi se nešto izvan tropa, ali navodimo taj primjer jer je karakterističan za godišnji hod globalne radijacije u aridnim[55] krajevima. Karakteristike su slične kao i u prethodnom primjeru, ali je godišnja amplituda još veća nego u Beču. To znači da suhi krajevi u tropima i suptropima primaju vrlo mnogo globalne radijacije u ljetnim mjesecima, a relativno malo u zimskim mjesecima. Potrebno je samo kraće dopunsko objašnjenje da se lako shvati velika godišnja amplituda temperature u pustinjama i stepama.

Halley Bay na Antarktiku primjer je godišnjega hoda globalne radijacije u visokim geografskim širinama, na polarnim kalotama. Bitna karakteristika je vrlo velika globalna radijacija u ljetnim mjesecima kad je sunce neprekidno iznad horizonta. U tri ljetna mjeseca globalna radijacija na antarktičkoj polarnoj postaji Halley Bay veća je nego u Kinshasi u blizini ekvatora! To nije izuzetak nego opće pravilo: Polarne kalote u tri ljetna mjeseca primaju više globalne radijacije nego vlažan i vruć ekvatorski pojas! Zimi je sasvim obratno; nastupa polarna noć, pa globalna radijacija pada na nulu, tj. uopće je nema, a u ekvatorskom je području i dalje velika. Otuda u biti velike razlike u ukupnoj godišnjoj količini globalne radijacije između polarnih kalota i nižih geografskih širina. Nepostojanje globalne radijacije zimi ne mo-

[55] lat. *aridus* - suh

že se nadoknaditi velikom globalnom radijacijom u ljetnim mjesecima.

Grad je velik proizvođač onečišćivača koji će utjecati i na intenzitet globalne radijacije. Za primjer ćemo uzeti poljski grad Kraków (sl. 34.). U njegovu predgrađu podignut je velik metalurški kombinat u Nowoj Huti, pa je atmosfera iznad Krakówa vrlo zagađena. Podalje od toga grada ona je relativno čista. U periodu od 21. VII. do 27. VIII. 1970. obavljena su mjerenja Sunčeve radijacije (samo po vedru vremenu) u središtu Krakówa i u postaji Gaik-Brzezowi, koja se nalazi 20 km jugozapadnije. Tako se odredio srednji dnevni hod kratkovalne radijacije u promatranu periodu. Urbana atmosfera iznad Krakówa, koja je vrlo zagađena prašinom i dimom, uzrokuje opadanje intenziteta direktne radijacije u središtu grada u nekim satima čak za 25%, a globalna je radijacija manja otprilike za 10–15%. Globalna radijacija u središtu Krakówa ne smanjuje se toliko kao direktna radijacija, jer se istodobno (u prosjeku za 12%) povećala difuzna radijacija. Grad ne samo da utječe na opće smanjenje globalne radijacije u njegovu području, kad se usporedi s okolicom, nego mijenja relativni udio pojedinih komponenata, tj. grad slabi direktnu, a pojačava difuznu



Sl. 43. Relativni odnos između umjetno proizvedene topline i globalne radijacije u Poljskoj 1965. god., odnosno koliki postotak energije dobivene globalnom radijacijom čini umjetno proizvedena toplina. Iscrtkano je prikazano stanje u kotarima, a krugovi se odnose na pojedine gradove (izvor: M. W. Kraujalis, 1972.)

radijaciju (ali više slabi direktnu radijaciju nego što pojačava difuznu). H. E. Landsberg (1956.) uzima da je globalna radijacija u gradovima u prosjeku za 15–20% *manja* nego u okolici. Važna je činjenica da u vrlo zagađenoj atmosferi apsorpcija Sunčeve radijacije u aerosolu i plinovima može prouzročiti (danju) porast temperature do 5 °C (nekad i više), nego da nema polutanata (T. J. Chandler, 1970.).

Bit će potrebno osvrnuti se na utjecaj umjetno proizvedene tzv. »otpadne topline«. U Sheffieldu, u Engleskoj, umjetni izvori topline emitiraju u atmosferu toplinu koja čini 20% energije što je to mjesto prima globalnom radijacijom od Sunca. Na sl. 43. nešto je slično prikazano za cijelu Poljsku.

Prije svega spomenut ćemo da je u Poljskoj 1970. god. spaljeno 113,8 milijuna tona visokokaloričnog ugljena i 7,1 milijun tona plina; jaka emisija topline u atmosferu iz umjetnih izvora posljedica je poznate činjenice da su termički strojevi krajnje neekonomični (koeficijent iskoristivosti je malen), jer najveći dio topline ostaje neiskorišten, odlazi u atmosferu, a samo se manji dio transformira u druge oblike energije. U državnim razmjerima, tj. u Poljskoj, udio umjetno proizvedene topline u energetskoj bilanci atmosfere je malen. To se vidi i na sl. 43. gdje je prikazano da u najvećem dijelu Poljske umjetno proizvedena toplina čini samo ≤ 0,1% energije koja se dobiva globalnom radijacijom. Čak i u kotarima gdje je postotni udio veći ta energija nije bitna, jer je udio površine tih kotara u ukupnoj površini Poljske sasvim malen. Umjetno proizvedena toplina je faktor na koji treba računati samo u gradovima, ali – suprotno očekivanju – njegov udio nije najveći u najvećim gradovima, nego su na prvome mjestu manji, visokoindustrijalizirani gradovi s jakom metalurgijom i velikim termoelektranama. To je osobito u Gornjošleskoj industrijskoj regiji gdje postoji niz relativno manjih gradova s jakom emisijom topline (zato je ta regija posebno prikazana na sl. 43., dolje). Na samom vrhu ljestvice, ispred ostalih gradova, nalazi se Walbrzych, u kojemu umjetno proizvedena toplina iznosi 39% od energije dobivene globalnom radijacijom, a u Chorzówu (u Gornjoj Šleskoj) ona iznosi čak 83%. Udio umjetno proizvedene topline osobito je velik u zimskoj polovici godine, a bitno je manji u toplom dijelu godine.

1.3.1.8. ALBEDO.

Kad globalna (kratkovalna) radijacija dospije do površine Zemlje, nailazi na posve novu fizičku sredinu, bitno drukčiju od atmosfere. Ta nova sredina može biti voda (oceani, mora, jezera, tekućice, močvare), kamena podloga, snijeg i led te konačno, biljni pokrov. I tada će podloga različito djelovati na Sunčevu radijaciju. Djelomično će je propustiti, djelomično apsorbirati,

a jedan će dio reflektirati u atmosferu, ili kroz atmosferu natrag u svemir. U ovom momentu nas nešto više zanima reflektirana radijacija, odnosno svojstvo podloge (i uopće nekog tijela) da odbija Sunčeve zrake koje padnu na nju. Broj koji pokazuje moć reflektiranja (odražavanja) Sunčeve radijacije s tijela koje samo ne svijetli zove se *albedo*[56] ili *koeficijent*[57] *refleksije*. Albedo a je odnos jačine reflektirane radijacije R_r prema ukupnoj incidentnoj (upadnoj) radijaciji R_i što pada na promatrano tijelo, tj.

$$a = \frac{R_r}{R_i}.$$

U praksi je najzgodnije izraziti albedo postotkom koji pokazuje koliki je dio radijacije reflektiran od nekog tijela. Potpuno bijelo tijelo imalo bi albedo 100% jer bi reflektiralo svu radijaciju, a potpuno crno tijelo imalo bi albedo 0%. Sva tijela u prirodi imaju albedo koji varira između brojeva što se približavaju tim dvjema krajnjim vrijednostima (tj. u prirodi ne postoji tijelo s albedom 100%, kao što ne postoji ni tijelo s albedom 0%). Ako se kaže da neko tijelo ima albedo 50%, znači da ono reflektira polovicu radijacije koja padne na nj. Tijela u prirodi koja su zanimljiva za klimatologiju imaju vrlo različit albedo (tab. 3.).

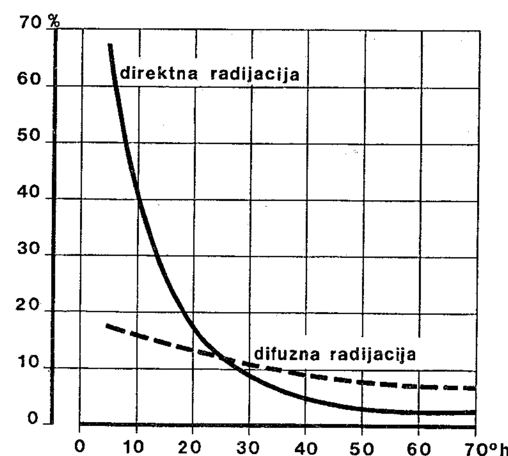
Najveći albedo imaju svježi snijeg i oblaci obasjani odozgo i sa strane. (Zato polarni istraživači i skijaši u visokim planinama obvezatno nose obojene naočale.) Zasljepljujuća srebrnastobijela boja snijega i oblaka potječe od njihova velikog albeda. Najveći dio kratkovalne radijacije koja padne na njih reflektira se od njih na sve strane. Rekli smo »... na sve strane« jer su sve površine u prirodi s kojih se reflektira svjetlost (ili Sunčeva radijacija uopće) više ili manje hrapave, pa je albedo u prirodi zapravo posljedica difuzne i direktne refleksije na sve strane. Malo pažljivija analiza podataka u tab. 3. pokazuje da albedo ovisi o vlažnosti podloge. Za istu podlogu albedo je manji kad je ona vlažna, a veći je kad je suha. (Posljedica je to jake apsorpcije crvenog dijela spektra u tanku sloju vode, te totalne refleksije u samoj vodenoj opni.) Zato je vlažno tlo primjetno tamnije nego suho. Mali albedo ima šumska vegetacija, pa šumske površine djeluju mnogo tamnije nego krajevi bez šume.

Već malo detaljnija istraživanja pokazala su da je albedo vrlo varijabilna veličina. On ovisi o upadnom kutu Sunčevih zraka, a vrijedi pravilo da je albedo relativno manji kad je sunce visoko, a naglo raste s približavanjem sunca horizontu. Postoji, dakle, izrazita dnevna varijacija albeda, a budući da se visina sunca mijenja i u godišnjem periodu, znači da postoji i godišnji hod albeda. (U literaturi se najčešće navode samo veličine albeda kao prosječne veličine; može se uzeti da se podaci odnose uglavnom na visine sunca 30–70°.)

Postoje znatne razlike između albeda neke podloge za direktnu i difuznu radijaciju. Budući da je

ALBEDO NEKIH PODLOGA I TIJELA U PRIRODI (PREMA RAZNIM AUTORIMA)	
Površina	Albedo
svježi snijeg	70 – 90
stariji snijeg	40 – 70
snijeg koji kopni	30 – 65
riječni kvarcni pijesak	29
granit	12 – 18
oblaci	5 – 81
suho neorano polje	12 – 20
vlažno neorano polje	5 – 14
zelena trava	16 – 27
suha trava	16 – 19
žitarice	10 – 25
grad kao cjelina	10 – 20
pustinja i savana u suhom dobu godine	25
stepa i savana u vlažnom razdoblju	18
crnogorična šuma	6 – 19
bjelogorična šuma	16 – 27
livada	17 – 32
krš na Velebitu	29
asfalt	15

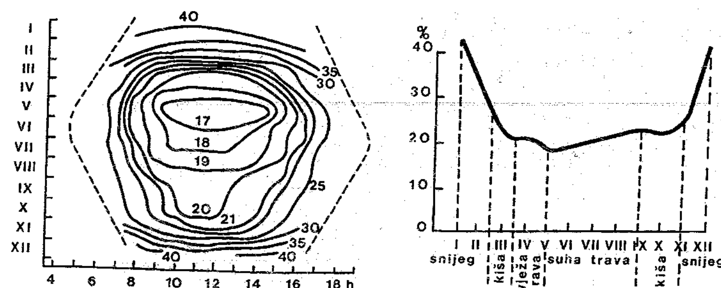
Tab. 3.



Sl. 44. Utjecaj visine sunca (*h* u stupnjevima) na albedo direktne i difuzne radijacije (%) s površine vode sa slabim valovima (F. Sauberer i F. Ruttner; izvor: I. Dirmhirn, 1953.)

[56] lat. *albus* – bijel

[57] lat. *cum (co)* – sa; *efficere* – obaviti, učiniti; koeficijent je obični ili opći broj u matematičkim izrazima



Sl. 45. Izoplete albeda (%) prirodne podloge u Taškentu; isprekidane krivulje označuju vrijeme izlaza i zalaza sunca. Desno, godišnji hod albeda (I. N. Jaroslavcev, 1952.)

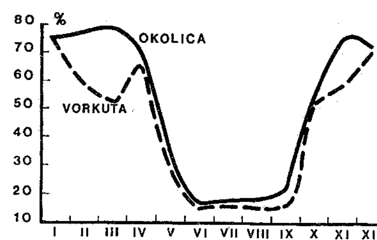
2/3 našeg planeta prekriveno morem, bit će najkorisnije tu zakonitost razmotriti na vodenoj površini (sl. 44.). Postoji velika razlika između albeda vodene površine za direktnu i difuznu radijaciju. Kad je sunce nisko nad horizontom (ujutro i uvečer), onda se s vodene površine reflektira (relativno!) vrlo mnogo direktne radijacije, a prilično manje difuzne. Kad se sunce diže nad horizont, količina reflektirane direktne radijacije opada naglo, a količina difuzne radijacije mnogo sporije.

Nije posve nevažna činjenica da pri detaljnijoj analizi albeda uvijek treba govoriti, odnosno spomenuti, na koji se dio spektra odnosi navedeni podatak. Tako se može razlikovati: a) albedo za ukupnu kratkovalnu (direktnu i difuznu) Sunčevu radijaciju (totalni ili ukupni albedo; pritom se može posebno razmatrati albedo za direktnu i albedo za difuznu radijaciju), b) albedo samo za vidljivi dio spektra (vizualni albedo) i c) parcijalni albedo, albedo za pojedine valne duljine. Razna će tijela imati različiti albedo za različite valne duljine te različiti albedo za direktnu i difuznu radijaciju. Tako npr. naši krški pejzaži bez vegetacije kod Zavižana na Velebitu na 1 620 m visine (I. Marisavljević-Lisac, 1963.) imaju srednji albedo za ukupnu radijaciju 29,4%, a za vidljivi dio spektra prosječno 22,4%. Poznavanje ukupnog albeda važno je za utvrđivanje energetske bilance, a o vizualnom albedu – uz ostalo – ovisi blještavilo promatranog tijela ili objekta. Parcijalni albedo bit će važan za vegetaciju. Dovoljno će biti samo spomenuti da je maksimum albeda listova kod valne duljine $\lambda = 0{,}8$ µm oko 45%, a s daljnjim povećanjem valne duljine albedo opada.

Promotrimo rezultate šestogodišnjih mjerenja albeda u Taškentu (sl. 45.), ali opet u jednoj točki. Na desnoj strani prikazan je godišnji hod albeda. Pritom se moramo prisjetiti da su vrijednosti koje se odnose na pojedine mjesece opet srednjaci. Od 30 (ili 31) srednjih dnevnih albeda zbrajanjem i dijeljenjem brojem dana dobiva se srednji mjesečni albedo. U zimskim mjesecima tlo je prekriveno snijegom, stoga je veliki srednji mjesečni albedo (do 40%) u prosincu i siječnju. U toplijem dijelu godine albedo naglo pada na 20–25%, te nema bitne razlike između pojedinih mjeseci.

Godišnji i dnevni hod nekoga meteorološkog elementa zajedno se mogu vrlo zorno prikazati metodom izopleta[58]. One neposredno pokazuju hodove prikazana elementa, ali je za njihovo »čitanje« potrebno određeno iskustvo. U lokalnim uvjetima kakvi su u Taškentu vidi se da se u dnevnom hodu albeda u toplim mjesecima lako može nazrijeti nagao skok ujutro, odnosno uvečer; izoplete su nešto gušće na lijevoj i desnoj strani. Nešto slično, ali manje izraženo, vidi se i u zimskim mjesecima. Albedo je općenito velik, ali je ipak nešto veći u jutarnjim satima nego u podne, no te razlike nisu baš velike.

Ako je grad dovoljno velik, a u njemu je razvijena industrija i druge djelatnosti koje bitno pridonose zagađenju atmosfere, onda se albedo u gradskom području može razlikovati od albeda njegove okolice. Za primjer smo uzeli godišnji hod albeda u Vorkuti i njezinoj okolici (sl. 46.). U tundri oko Vorkute, velikoga rudarskog središta na sjeveru europskog dijela Rusije, insolacija je ljeti 10–15% veća nego u Vorkuti. U Vorkuti su veliki rudnici ugljena, pa je atmosfera nad gradom vrlo zagađena, puna je prašine i dima, a oni smanjuju intenzitet insolacije.



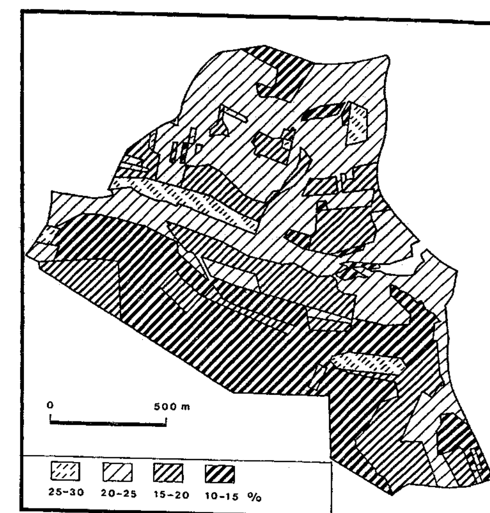
Sl. 46. Godišnji hod albeda tundre (%) na teritoriju grada Vorkute i u okolici (E. J. Ševčenko, 1964.)

[58] grč. *isos* – jednak; *plethos* – količina, obilje

Zbog sedimentiranja prašine, smanjuje se albedo podloge. U okolnoj tundri srednji godišnji albedo iznosi 33,1%, a u gradu 29,5%. Razlike rastu u hladnom dijelu godine kad je albedo u okolnoj tundri mnogo veći nego u gradu, gdje na snijeg neprestano padaju sitne čestice ugljena. U Vorkuti je albedo u zimskim mjesecima oko 20% manji nego u susjednoj tundri, odnosno albedo snijega na teritoriju grada iznosi u prosjeku 48–50%, što je za 20% manje nego u okolici Vorkute i na sjeveru europskog dijela Rusije. U Pečorskom ugljenom bazenu daleko od rudnika ugljena zimski albedo iznosi oko 70%.

Promotrit ćemo sada horizontalnu raspodjelu albeda u nekoj realnoj prirodnoj sredini, a ne u jednoj točki. Zemljina je površina krajnje nehomogena, osobito na kopnu. To nas upućuje na zaključak da će se albedo mijenjati s promjenom geografskih koordinata čak i na malenu području; pritom će biti važno kakav je biljni pokrov, boja i vlažnost tla. Budući da se albedo mjeri iznad jedne točke, znači da ga treba mjeriti na što je moguće više točaka u nekom promatranom području. Na sl. 47. prikazana je raspodjela albeda na eksperimentalnoj postaji Wojcieszów Górny (vojvodstvo Wrocław u Poljskoj); visinske razlike iznose oko 250 m. Istraživanja su obavljena u ljetnim mjesecima 1962. god. Vidi se da takva karta raspodjele albeda u jednoj mikroregiji podsjeća na mozaik, gdje svaka biljna formacija, odnosno razne kategorije iskorištavanja tla imaju drukčiji albedo. Najmanji je albedo (10–15%) na površinama prekrivenima crnogoričnom šumom. Sve su ostale površine obrađene (npr. albedo parcela pod kukuruzom, krumpirom i bobom je 15,1–20%, a pod ječmom, raži i zobom 20,1–25%), a neposredno uz rijeku (zapadniji dio toka) je livada; ona se ističe kao pojas s najvećim albedom, 25–30%. Iz tog primjera može se nazrijeti golema kompleksnost prostorne raspodjele albeda na kontinentima, jer se moramo prisjetiti da je to samo jedan detalj, a njih ima golem broj.

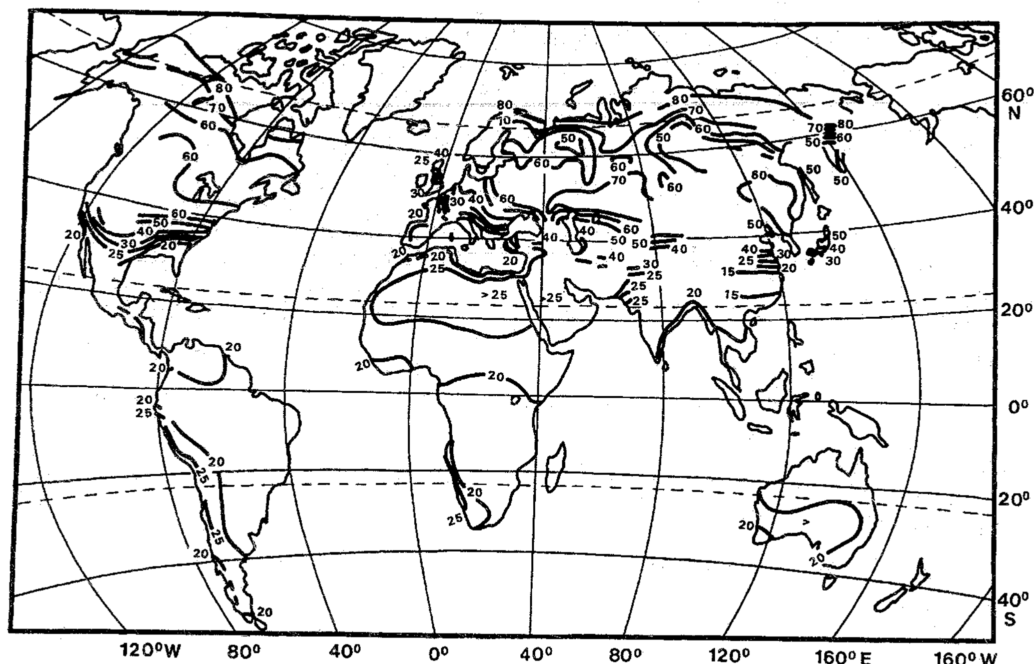
Potrebno je znati kakva je raspodjela albeda na kopnu na cijeloj Zemlji (sl. 48. i 49.). Pri konstrukciji tih karata uzelo se da je albedo snježnog pokrivača na $\varphi \geq 60° = 80\%$, a na $\varphi \leq 60° = 70\%$; albedo šume prekrivene snijegom iznosi 45%, pustinje 28%, a crnogorične šume 14%. (Zbog nedostatka podataka nije izračunat albedo u prostranim planinskim područjima, pa ona nisu obuhvaćena izolinijama.) Bit će dovoljno za upoznavanje te veličine ako se albedo prikaže u ekstremnim mjesecima, u siječnju i srpnju, reprezentantima zimske i ljetne raspodjele albeda (ili obratno na južnoj hemisferi). Vrlo



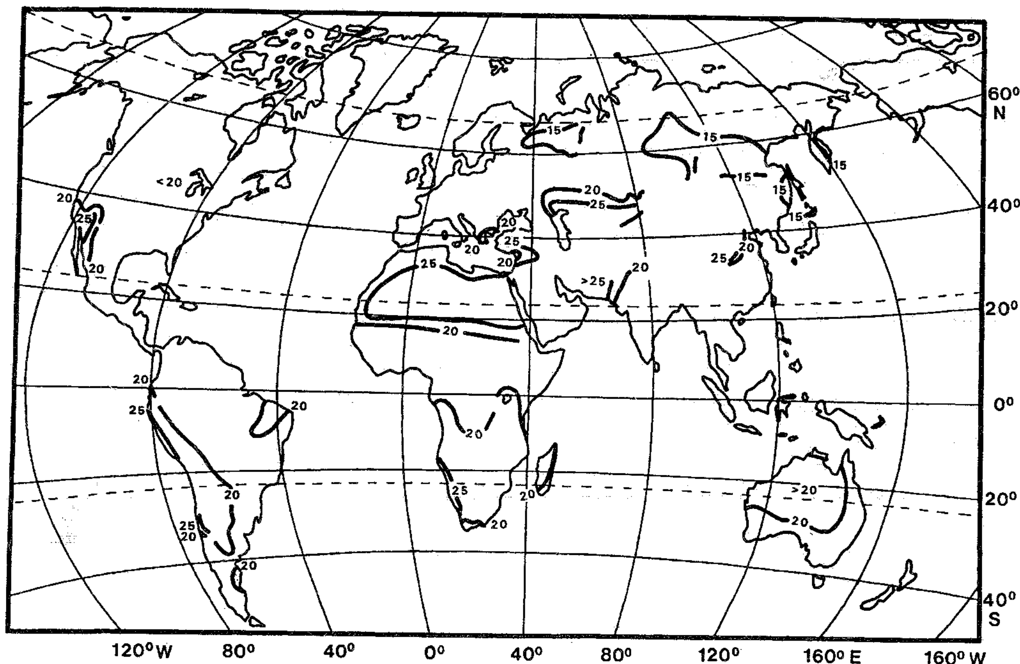
Sl. 47. Prostorna raspodjela albeda na eksperimentalnoj postaji Wojcieszów Górny kod Wrocława u Poljskoj (J. Paszyński, 1964.; M. Kluge i B. Krawczyk, 1964.)

se lako može uočiti osnovna zakonomjernost da između sjeverne i južne hemisfere postoje velike razlike. Na južnoj hemisferi albedo kopna varira između 20 i 25% i zimi i ljeti, tj. jedva da postoji neka razlika između tih godišnjih doba. Uzrok takve raspodjele albeda je u činjenici da se najveći dio kopna koje je prikazano na tim kartogramima na južnoj hemisferi nalazi u niskim geografskim širinama, tj. zimi nema snijega, glavnog regulatora veličine albeda. Stanovite razlike u veličini albeda prije svega su posljedica smjene suhog i vlažnog razdoblja, odnosno utjecaja vlažnosti podloge na veličinu albeda (suha podloga ima veći albedo nego vlažna). Sve što je rečeno za južnu hemisferu vrijedi i za trope na sjevernoj hemisferi; ni tu nema bitne razlike između ljeta i zime. Najveće razlike postoje u umjerenim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi. U tim se širinama zimi pojavljuje snježni pokrivač, pa otuda velik porast zimskog albeda podloge; zato je potrebno malo detaljnije razmotriti raspodjelu albeda u spomenutim mjesecima.

U *siječnju* (sl. 48.) je zima na sjevernoj hemisferi. Golema prostranstva na euroazijskom i sjeveroameričkom kontinentu prekrivena su snježnim pokrivačem. Najveći je albedo, ≥ 80%, u tundri prekrivenoj snijegom (sjeverna Kanada, najsjeverniji dio Azije i Europe). Prema jugu, s porastom udjela šume, albedo opada na 70%, 60%, pa sve do 45% u zoni bjelogorične šume. S prelaskom u stepu u unutrašnjosti azijskoga kontinenta albedo ponovno ra-



Sl. 48. Albedo kopna (%) u siječnju (V. V. Muhenberg, 1967.)

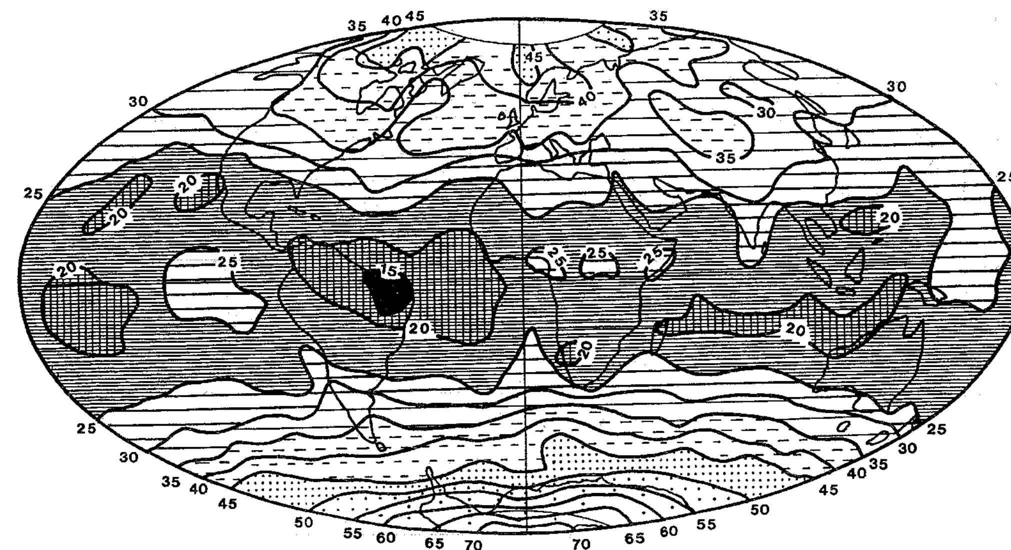


Sl. 49. Albedo kopna (%) u srpnju (V. V. Muhenberg, 1967.)

ste, i u samoj stepskoj zoni iznosi 70%. U krajevima s izrazito maritimnom klimom, gdje ne postoji trajniji snježni pokrivač, a i padne li snijeg pokatkad, brzo i nestane, albedo pada sve do 44%, u krajevima bez šume, te na 25%, u šumskim područjima. Dalje prema jugu, u nižim geografskim širinama, albedo je sve manji. Na sjevernoj hemisferi kao i na južnoj (gdje je siječanj ljetni mjesec) i gdje snijega uopće nema (osim na Antarktiku, ako se zanemare najviša planinska područja), veličina albeda ovisi o tome je li siječanj vlažan ili suh. Ako je vlažan, albedo je oko 18%, a ako je suh, onda iznosi oko 24%. U pustinji je albedo 28%

U *srpnju* (sl. 49.) snijega nema na svim kontinentima sjeverne hemisfere, pa otuda i male horizontalne promjene albeda, a to se opaža po rijetkoj raspodjeli izolinija. U šumskim područjima u kojima pretežu crnogorične šume albedo iznosi 14 – 15%, u stepama i zoni bjelogoričnih šuma 18–20%, u suhim stepama i polupustinjama 22–24%, a u pustinjama 28%. Budući da termički režim u kontinentima bitno ovisi o temperaturi podloge, poslije ćemo vidjeti da će opisana raspodjela albeda mnogo koristiti za objašnjenje raspodjele nekih drugih klimatskih elemenata.

Za energetsku bilancu atmosfere i Zemljine površine zajedno bitan je albedo Zemlje, odnosno albedo sistema Zemljina površina-atmosfera ili *planetarni albedo* (sl. 50.). To je ona kratkovalna radijacija koja se sa Zemljine površine, s oblaka i sastavnih dijelova atmosfere reflektira u svemir i ne sudjeluje u energetskim procesima na našem planetu, pa je ta energija za Zemlju izgubljena. Koji faktori na površini Zemlje i u atmosferi utječu na albedo, odnosno određuju njegovu veličinu u planetarnim dimenzijama? Prije svega to je raspodjela kopna i mora; ako je vedro, onda je albedo kopna veći od albeda mora na istim geografskim širinama. (Zato je na crno-bijelim fotografijama iz svemirskih brodova i satelita kopno svijetlo, a more tamno.) Drugi faktor koji utječe na veličinu planetarnog albeda jest naoblaka. Stalno ili sezonski oblačna područja imaju velik planetarni albedo, a u vedrim područjima, osobito na morskim prostranstvima albedo opada. (Zato su na crno-bijelim fotografijama iz svemirskih brodova i umjetnih satelita oblačna područja srebrnastobijela, a vedra su tamna, osobito ako je u podlozi more.) Treći faktori koji bitno utječu na geografsku raspodjelu planetarnog albeda jesu snježni pokrivač, ledeni pokrovi i zaleđeno more. Utjecaj tih faktora osobito je velik ako se snježni pokrivač održi cijele godine. Podaci na sl. 50. dobili su se mjerenjima s meteoroloških satelita, pa se pokazalo da se motrenjima sa Zemljine površine precjenjivala naoblaka u niskim geografskim širinama. (Na to je unekoliko utjecala i »topografija« konvekcijskih oblaka, jer razvijeni »makroreljef« konvekcijskih oblaka može znatno smanjiti albedo cijeloga promatranoga prostora, jasno, sa satelita, iako je albedo svakoga pojedinog oblaka vrlo ve-



Sl. 50. Raspodjela planetarnog albeda; godišnji srednjaci iz razdoblja 1962.-1965. god. (T. H. Vonder Haar i V. E. Suomi, 1969.)

lik.) Zato se izveo novi zaključak da su tropi »tamniji« nego što se nekada mislilo i da se u tim geografskim širinama apsorbira 30% više radijacije nego što se nekada mislilo. Zato je slijedio zaključak da je i izmjena energije između nižih i viših geografskih širina mnogo intenzivnija nego što se dosad smatralo. Analizom sl. 50. može se zaključiti da je planetarni albedo velik u visokim geografskim širinama, a opada prema ekvatoru. To znači, kad se Zemlja gleda ili fotografira iz svemirskih brodova i satelita, vide se sjajne polarne kalote i tamniji tropi; isto tako, oblačna područja su svijetla, a vedra su tamna, osobito ako je u podlozi more. To je opća zakonomjernost, ali treba upozoriti na neke detalje. Najveća područja s velikim planetarnim albedom su zaleđeni Arktik i Antarktik, ali je Antarktik ipak mnogo »blještaviji« od Arktika. Arktik je – osim Grenlandskoga ledenog pokrova – zaleđeno more na niskoj nadmorskoj visini, pa ljeti površina zaleđenog mora, odnosno led, intenzivno kopni, nastaju lokve vode koje – zajedno s pukotinama između ledenih santi – veoma smanjuju albedo u ljetnim mjesecima a to konačno smanjuje i srednji godišnji albedo. Na Antarktiku nije tako; on je pretežno visok. Na ledenom pokrovu snijeg ni ljeti ne kopni onako kao na Arktiku, pa je albedo stalno velik. Dovoljno je samo pogledati kako je golemo područje na Antarktiku unutar izolinije 60%, a na Arktiku se najveći dio nalazi unutar izolinije od samo 40%.

U ostalim područjima planetarni albedo prije svega ovisi o naoblaci. Zato je albedo relativno velik nad čitavim pojasom južnog Pacifika, Atlantika i Indika sjeverno od Antarktika do južne obratnice. To je zona intenzivne ciklonske aktivnosti cijele godine. Isto vrijedi i za sjeverni Pacifik. Sva područja suptropskih maksimuma imaju manji planetarni albedo, osobito ako su anticiklone iznad mora. Iznad pustinja on je nešto veći (npr. nad Saharom, Arabijom itd.). U ekvatorskoj zoni albedo je općenito malen, ali i tu postoji izrazita diferencijacija, odnosno lako se mogu izdvojiti »stanice« većeg i manjeg planetarnog albeda. Planetarni albedo u tropima relativno je veći u najoblačnijim područjima s izrazito razvijenom intertropskom frontom iznad kontinenata (ekvatorski pojas u Africi, južna Indija), a manji je u područjima pod utjecajem suptropskih anticiklona (pojas od Madagaskara do Australije, jugozapadna Australija, južni Pacifik u tropskim širinama). Čak i hladne struje posredno utječu na regionalno povećanje planetarnog albeda (utjecaj magle koja je genetski povezana s njima); to se najbolje vidi pred obalom jugozapadne Afrike i pred pacifičkom obalom Južne Amerike.

1.3.1.9. APSORBIRANA GLOBALNA RADIJACIJA NA POVRŠINI ZEMLJE.

Dakle, direktna i difuzna radijacija (odnosno njihov zbroj, globalna radijacija) na svom putu dolaze do površine Zemlje, gdje nailaze na posve nove fizičke uvjete. Zato će se dio globalne radijacije reflektirati s površine (od te reflektirane radijacije nešto će se apsorbirati u atmosferi, a ostalo će »nestati« u svemiru), a ostali će se dio apsorbirati u podlozi. Za toplinske procese u atmosferi i u podlozi ispod nje bitno je da se zna koliki postotak globalne radijacije ostaje u podlozi, a koliki se reflektira. Onaj dio globalne radijacije koji se apsorbira u podlozi, na površini Zemlje, naziva se apsorbiranom globalnom radijacijom ili apsorbiranom kratkovalnom radijacijom ili efektivnom kratkovalnom radijacijom. Apsorbiranu globalnu radijaciju neki nazivaju i bilancom kratkovalne radijacije B_k na površini Zemlje, pa bi ona bila

$$B_k = R_{dir}\downarrow - R_{dir}\uparrow + R_{dif}\downarrow - R_{dif}\uparrow \text{ ili}$$

$$B_k = (1 - a)R_{gl}\downarrow .$$

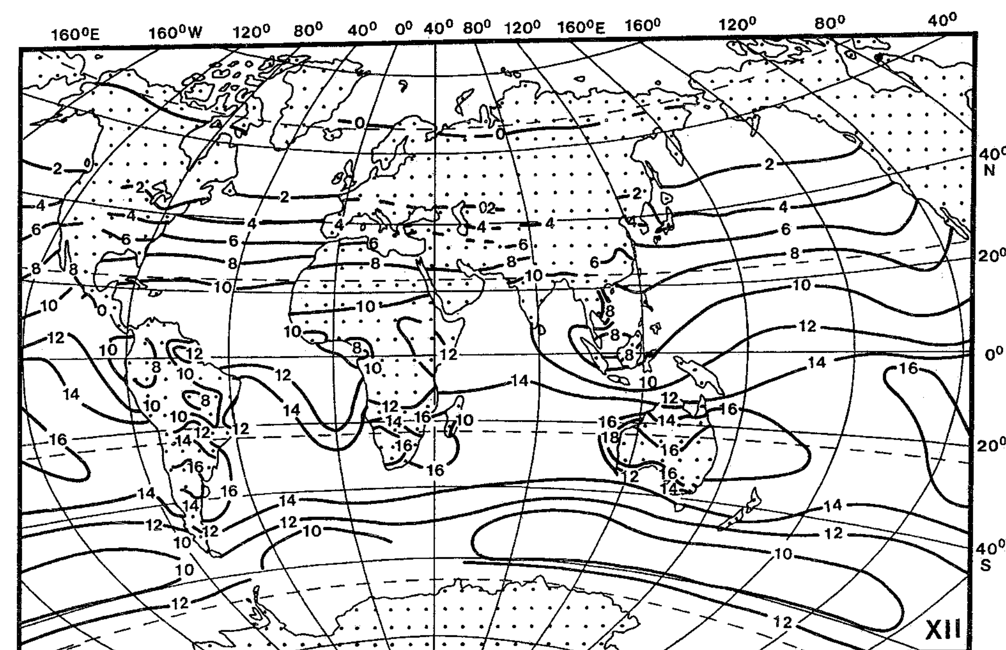
Kad bismo htjeli biti posve precizni i u fizičkom i u terminološkom smislu, zapravo bismo trebali reći apsorbirana globalna radijacija u podlozi (ili na površini Zemlje), za razliku od apsorbirane kratkovalne radijacije u atmosferi. To bi pripadalo bilanci kratkovalne radijacije sistema Zemljina površina-atmosfera.

Pogledat ćemo sada kakva je geografska raspodjela apsorbirane globalne radijacije na površini Zemlje u svjetskim razmjerima (sl. 51. i 52.). Raspodjela apsorbirane globalne radijacije na površini Zemlje bit će slična raspodjeli globalne radijacije, jer najveći dio Zemlje prekriva voda koja ima malen albedo, a golema prostranstva su pustinje, gdje je godišnja varijacija albeda relativno malena. Za horizontalnu raspodjelu apsorbirane globalne radijacije na površini Zemlje bitno je je li riječ o kopnu ili o moru, a pravilo je jednostavno: U istim meteorološkim uvjetima apsorbirana globalna radijacija veća je na moru nego na kopnu jer more ima manji albedo. Raspodjela apsorbirane kratkovalne radijacije na moru je jednostavnija nego na kopnu jer se albedo na velikim prostranstvima malo mijenja (malen je horizontalni gradijent, odnosno izolinije su rijetke). Sljedeći faktori koji su vrlo važni u umjerenim, a osobito u višim geografskim širinama jesu snijeg i zaleđeno more. (Ne spominjemo ledene pokrove jer na sl. 51. i 52. nije prikazana raspodjela apsorbirane globalne radijacije na Antarktiku i Arktiku zato što nema dovoljno podataka iz tih krajeva, odnosno nije ih bilo kad su konstruirane ove karte.) Budući da se površina prekrivena snijegom bitno mijenja, razlike između ljetne i zimske apsorbirane globalne radijacije na Zemljinoj površini bit će vrlo velike. Prisjetimo se da je npr. na Antarktiku i na Arktiku globalna radijacija koja ljeti dospije do podloge vrlo velika, praktički jednaka kao i količina Sunčeve radijacije koja dospije do podloge u suptropskim i tropskim pustinjama. Ali, veliki albedo leda, firna i snijega te potrošnja topline za evaporaciju uzrok su što se samo dio globalne radijacije apsorbira u podlozi, a znatan se dio reflektira i »gubi«.

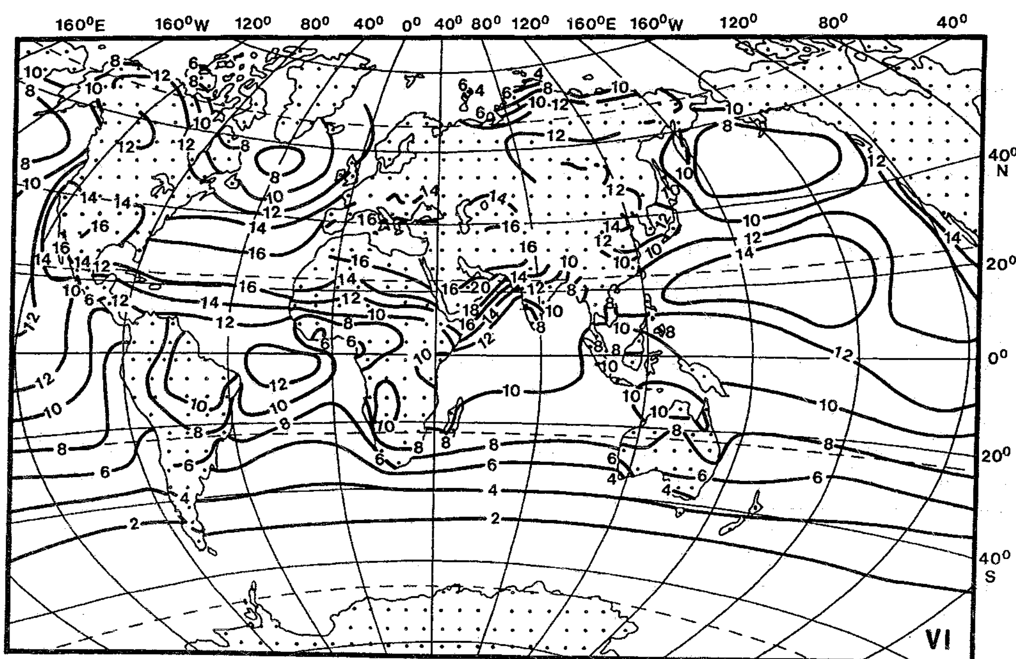
U nižim geografskim širinama visina sunca u tijeku godine ne mijenja se tako jako kao u višim geografskim širinama; eventualne promjene boje podloge (vlažno ili suho razdoblje) ne mogu utjecati na albedo toliko koliko postojanje ili nepostojanje snježnog pokrivača. Zato su sezonske razlike albeda u niskim geografskim širinama relativno male; tako mora biti i s apsorbiranom globalnom radijacijom.

U *prosincu* (sl. 51.) može se opaziti da postoji pojas najveće apsorbirane globalne radijacije u tropima i suptropima na južnoj hemisferi, pri čemu se može opaziti razlika između kopna i mora. (Izolinije se prekidaju na obali, jer na moru ne može biti ista veličina apsorbirane globalne radijacije. To vrijedi i za izolinije koje s mora prelaze na kopno.) Od tog pojasa najveće apsorbirane globalne radijacije ona opada prema jugu i sjeveru. Budući da je u Arktiku polarna noć, apsorbirana globalna radijacija jednaka je nuli. Nulta izolinija pruža se zonalno u blizini sjeverne polarnice, i na moru i na kopnu. U umjerenim širinama apsorbirana globalna radijacija iznosi 1–2 kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$ u kontinentskoj unutrašnjosti, a raste na 3–4 kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$ u krajevima s maritimnim utjecajima; to je posljedica razlike u veličini albeda. Značajan je paralelizam i zonalno pružanje izolinija.

Do izrazitije diferencijacije dolazi približavanjem ekvatoru i pojasu maksimalne apsorbirane globalne radijacije u tropima i suptropima na južnoj hemisferi. Ta je diferencijacija posljedica utjecaja raspodjele kopna i mora, pa se najveće količine globalne radijacije apsorbiraju na južnim kontinentima, u Australiji, južnoj Africi i u Južnoj Americi južno od ekvatora sve do oko 40° S, te u područjima suptropskih anticiklona nad susjednim oceanima. Od tog pojasa najjače apsorpcije globalne radijacije apsorbirana globalna radijacija brzo opada s porastom geografske širine, ali je u apsolutnim iznosima apsorbirana globalna radijacija velika; izolinija od 10 kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$ sasvim se približava polarnici i granici zaleđenoga mora oko Antarktika. Raspodjela apsorbirane globalne radijacije u višim geografskim širinama na južnoj hemisferi nije svagdje jed-



Sl. 51. Raspodjela apsorbirane globalne radijacije na Zemljinoj površini u prosincu (kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$) (V. V. Muhenberg i L. A. Strokina, 1967.)



Sl. 52. Raspodjela apsorbirane globalne radijacije na Zemljinoj površini u lipnju (kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$) (V. V. Muhenberg i L. A. Strokina, 1967.)

nostavna kao što je rečeno u prethodnoj generalizaciji. U nekim dijelovima pojasa glavnih zapadnih vjetrova količina apsorbirane globalne radijacije manja je nego sjevernije i južnije od njih. Uzrok ćemo doznati poslije, pa ćemo se sada zadovoljiti samo konstatacijom da su to područja sa stalno velikom naoblakom koja smanjuje globalnu radijaciju, pa tako i njezin dio koji se može apsorbirati u podlozi. Razlika ipak nije vrlo velika jer se u podlozi nalazi nezaleđeno more, pa se gubitak radijacije u oblačnom sloju dobrim dijelom nadoknađuje vrlo efikasnom apsorpcijom u moru one globalne radijacije koja dospije do njegove površine.

U *lipnju* (sl. 52.) raspodjela apsorbirane globalne radijacije na Zemljinoj površini bitno se mijenja u usporedbi sa stanjem u prosincu. Pojas maksimalne apsorpcije globalne radijacije premjestio se u trope i suptrope sjeverno od ekvatora. Zanemare li se manja odstupanja, opet vrijedi spomenuto pravilo da se količina apsorbirane globalne radijacije smanjuje prema jugu i prema sjeveru od te zone maksimalne apsorbirane globalne radijacije. Na južnoj je hemisferi zima, pa je raspodjela izolinija relativno pravilna; preteže zonalno pružanje, a količina apsorbirane globalne radijacije smanjuje se do nule na južnoj polarnici (jer su krajevi južno od nje u mraku). Na sjevernoj je hemisferi izražena diferencijacija; na većem dijelu euroazijskoga i sjeveroameričkoga kopna vrijednosti su velike, a horizontalni je gradijent mali, tj. količina apsorbirane globalne radijacije malo se mijenja i na velikim udaljenostima. Nad oceanima je drukčije. Jaka naoblaka nad sjevernim Atlantikom i sjevernim Pacifikom uzrok je koncentrične raspodjele izolinija, a količina apsorbirane globalne radijacije smanjuje se prema minimumu južno od Grenlanda i u najsjevernijem dijelu Pacifika. Sjevernije od tih »stanica« smanjene količine apsorbirane globalne radijacije njena veličina opet raste, ali samo do zaleđenog dijela Arktika, gdje je glavni regulator veličine apsorbirane globalne radijacije velik albedo leda.

1.3.1.10. **DUGOVALNA RADIJACIJA ZEMLJINE POVRŠINE.** Sada nas nešto detaljnije zanima bitno važan klimatološki problem; što se događa sa Sunčevom radijacijom koju apsorbira podloga, tj. Zemljina površina. Ta količina energije, kao i njezina geografska raspodjela, ima golemo značenje za zagrijavanje atmosfere. Kad Sunčeva radijacija padne na Zemljinu površinu, ona se može reflektirati (to je njeno svojstvo nazvano albedom) ili pak apsorbirati. Međutim, apsorpcija će biti različita u vodi i na kopnu. Prije nego što bude posve apsorbirana, Sunčeva će radijacija više ili manje (tj.

dublje ili pliće) prodrijeti u površinski sloj vode, a apsorbirana Sunčeva radijacija rasporedit će se u relativno debelom sloju vode. Sasvim je drukčije na kopnu. Tu se Sunčeva radijacija apsorbira već u najtanjem sloju neposredno na površini (osim u snijegu, gdje prodre do određene dubine). Ako neko tijelo apsorbira elektromagnetsku radijaciju, u ovom primjeru Sunčevu radijaciju, ono će povećati svoju unutrašnju energiju, a to se povećanje odražava u povišenju njegove temperature. Prisjetimo se sada činjenice iz fizike da svako tijelo u prirodi neprestano pretvara energiju sadržanu u položaju, gibanju, oscilaciji i vrtnji svojih atoma i molekula u energiju elektromagnetske radijacije. To znači da svako tijelo u prirodi, bez obzira na svoju temperaturu, zrači na sve strane elektromagnetske zrake (neprekidno, danju i noću) u istom času kad samo apsorbira elektromagnetsku radijaciju drugih tijela. Kad smo rekli »... bez obzira na svoju temperaturu...«, to znači da elektromagnetske valove zrači najhladniji led, snijeg i inje, najhladniji zrak u atmosferi, trava, lišće, kamen, asfalt itd. – sve što vidimo u prirodi, a ta radijacija odnosi dio njihove unutrašnje energije. Intenzitet radijacije elektromagnetskih valova ili intenzitet emitirane energije E funkcija je apsolutne temperature T tijela koje zrači. Taj je odnos postavljen Stefan-Boltzmannovim zakonom

$$E = \sigma T^4;$$

σ = Stefanova konstanta, a iznosi $8{,}2 \cdot 10^{-11}$ gcal cm^{-2} min^{-1}, ili $3{,}4 \cdot 10^{-6}$ J m^{-2} min^{-1} K^{-4}.

U skladu s tim zakonom energija zračenja nekog tijela upravno je proporcionalna četvrtoj potenciji njegove apsolutne temperature. To znači: a) da će i male promjene temperature prouzročiti velike promjene u intenzitetu radijacije, b) da će tijelo koje se brzo ugrije i koje ima visoku temperaturu radijacijom brzo izgubiti energiju, tj. brzo će se ohladiti, a hladnije će tijelo radijacijom polagano gubiti svoju toplinu, svoju unutrašnju energiju.

Ta relacija vrijedi za radijaciju tzv. apsolutno crnog tijela. Ali u prirodi ni jedno realno tijelo ne emitira kao apsolutno crno tijelo, nego nešto slabije; govori se da je radijacija podloge »siva«, tj. Zemljina površina emitira nešto *slabije* od apsolutno crnog tijela na istoj temperaturi. Razlike samo naoko nisu velike, jer se prema posljedicama vidi da one mogu biti i te kako važne. Zato se navedena relacija smanjuje za stanoviti koeficijent s, za onoliko kolika je radijacijska moć Zemljine površine ili njezinih dijelova (a ona je uvijek manja od emisivnosti apsolutno crnog tijela)

$$E = s\,\sigma\,T^4.$$

s je emisijska konstanta promatrane podloge; za snijeg ona iznosi 0,996, za vodu 0,960, za svijetli vapnenac 0,92, za svijetli pijesak 0,89 itd.

Prijenos energije radijacijom vrši se elektromagnetskim valovima najrazličitijih valnih duljina. Emitirana energija raspodijelit će se na razne valne duljine. To je tzv. spektralna raspodjela energije, koja ovisi o *temperaturi* tijela koje zrači. Zato se ta radijacija naziva i temperaturnim zračenjem. Spektralna raspodjela energije i temperatura tijela koje zrači u sljedećem su odnosu: s povišenjem temperature tijela koje zrači, maksimum radijacije pomiče se prema kraćim valnim duljinama. Kad nekom tijelu počne rasti temperatura, maksimum radijacije pomiče se prema kraćim valnim duljinama, ali mi tu radijaciju još dugo ne možemo vidjeti. Ljudsko oko ne može vidjeti da tijelo zrači elektromagnetske valove sve dok se ono ne ugrije do 700 °C. Do te temperature ono zrači samo infracrvene zrake koje naše oko ne može zamijetiti. Kad se temperatura tijela povisi na 700 °C, ono počinje jedan dio (vrlo malen dio!) energije zračiti u crvenom dijelu spektra, pa su relativno slabije zagrijana tijela crvena (npr. spirala u električnoj grijalici), a tek jače zagrijana tijela zrače »bjeliju« svjetlost (npr. nit u električnoj žarulji, ali se maksimum radijacije još nalazi u infracrvenom dijelu spektra).

Spomenimo još poznatu činjenicu da čovjek ima osjetilo i za infracrvenu radijaciju; to je – koža. Kad želimo utvrditi je li neko tijelo toplo (odnosno koliko mu je temperatura), dotaknemo ga rukom; ako je pretoplo, stavimo samo ruku iznad njega. Međutim, naša je koža »specijalizirana« za osjet samo određene količine infracrvene radijacije, tj. ona je može osjetiti tek kod relativno viših temperatura. (Iz iskustva znamo da u vrućim ljetnim poslijepodnevnim satima osjećamo da gradske ulice i prisojni zidovi zgrada zrače toplinu; neposredno uza zidove zgrada osjetno je toplije nego podalje od njih.) Količina infracrvene elektromagnetske radijacije koja do naše kože dolazi od hladnijih tijela (npr. od snijega ili leda) toliko je malena da je naša koža ne može osjetiti; istovremeno zrači i naša koža. (Ovo što je rečeno ne smije se brkati s osjetom hladnoće kad snijeg ili led dotaknemo rukom. Taj je osjećaj hladnoće drukčije prirode, a nastaje prenošenjem topline iz naše ruke u snijeg ili led vođenjem topline ili kondukcijom.)

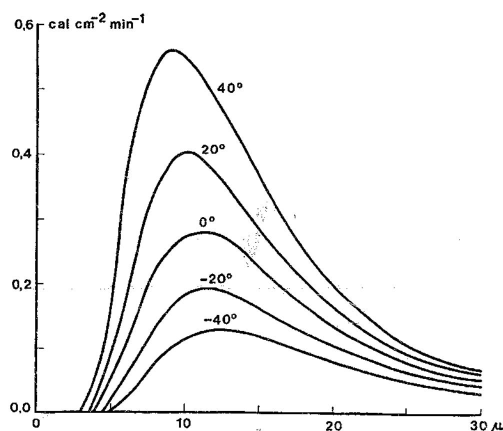
Maksimum radijacije Sunca, čija temperatura na površini iznosi oko 6 000°, nalazi se u vidljivom dijelu spektra, dok se najveći dio radijacije Zemljine površine s prosječnom temperaturom od 14 °C (ili

15 °C, po drugim izvorima) nalazi u dijelu spektra od 3–50 μm, tj. površina Zemlje zrači elektromagnetske valove čija je valna duljina 15–25 *puta veća* od valne duljine radijacije koja dolazi sa Sunca. (Maksimum radijacije crnog tijela s temperaturom t = –40 °C nalazi se u području λ = 12,4 μm, a kod t = 40 °C maksimum se nalazi na λ = 9,25 μm. Sve je to prikazano na sl. 53. Pri t = 0 °C Zemlja zrači 0,453 cal cm^{-2} min^{-1}, a pri temperaturi t = 27 °C emitirana radijacija raste na 0,660 cal cm^{-2} min^{-1}.) Zato se, kad se misli na duljinu vala, zračenje Zemlje naziva dugovalnom radijacijom, a Sunčevo zračenje kratkovalnom radijacijom. Kad se misli na porijeklo dugovalne radijacije, onda se ona naziva *terestričkom radijacijom*.

Da se lakše shvate neke posljedice u vezi s hlađenjem zraka pri tlu, osobito ako je tlo prekriveno snijegom, potrebno je spomenuti Kirchhofov zakon. Prema tom zakonu odnos između emisije tijela $e_{\lambda,T}$ za određenu valnu duljinu i apsolutnu temperaturu T i apsorpcije $k_{\lambda,T}$ u istim uvjetima je konstantan, tj. jednak je emisijskoj sposobnosti $E_{\lambda,T}$ apsolutno crnog tijela u istim uvjetima

$$E_{\lambda,T} = \frac{e_{\lambda,T}}{k_{\lambda,T}}$$

Ako neko tijelo malo apsorbira određenu valnu duljinu, onda ono i malo emitira tu valnu duljinu, i obratno. Najbolji bi radijator bilo apsolutno crno tijelo (jer bi potpuno apsorbiralo radijaciju koja pada na nj). Tijela u prirodi ne zrače kao apsolutno crno tijelo, ali mu se vrlo približavaju. Postoje određene razlike koje imaju velike posljedice. Spomenut



Sl. 53. Spektralna raspodjela energije zračenja apsolutno crnog tijela s temperaturom od –40 °C do 40 °C (izvor: A. H. Hrgian, 1969.)

ćemo da je od svih tijela u prirodi u pojasu infracrvene radijacije apsolutno crnom tijelu najbliži snijeg ($e_{\lambda,T}$ = 0,996). To znači da će se u istim početnim uvjetima snijeg infracrvenom radijacijom noću brže i jače ohladiti od zraka koji se nalazi iznad njega. To nešto manje izraženo vrijedi i za kopno kad se usporedi sa zrakom iznad njega. (Albedo za infracrvenu radijaciju iznosi 0,5% za snijeg, 8–9% za grubi šljunak, 8–9% za svijetlosivi vapnenac, 11% za svijetao pijesak. Sva navedena tijela, osobito snijeg, apsorbiraju najveći dio infracrvene radijacije koja padne na njih; u istoj mjeri bit će i radijatori infracrvene radijacije.)

1.3.1.11. DUGOVALNA RADIJACIJA ATMOSFERE. Za toplinsko stanje atmosfere bitna je činjenica da dugovalna radijacija Zemlje – suprotno kratkovalnoj radijaciji koja dolazi sa Sunca – ne prolazi kroz atmosferu tako lako. Atmosfera je za dugovalnu radijaciju adijatermna, nepropusna, ili točnije – teško propusna. Pri apsorbiranju dugovalne radijacije podloge važni su samo neki sastavni dijelovi atmosfere. I tu je apsorpcija selektivna, tj. neki plinovi apsorbiraju infracrvene zrake samo određene valne duljine. Ozon apsorbira zrake valne duljine 9–10 μm, ugljikov dioksid valne duljine 3,5 i 15 μm. Neusporedivo je najvažniji utjecaj *vodene pare*; zato se veći dio terestričke radijacije apsorbira u donjim slojevima troposfere. Vodena para apsorbira i infracrvenu radijaciju u nekoliko spektralnih područja, i to unutar nekoliko širokih pojasa: 6,26 μm, gotovo čitavo područje 9,5–34 μm, 50 μm, 58,5 μm, 66 μm i 79 μm. Atmosfera, uglavnom vodena para, apsorbira praktički čitavu infracrvenu radijaciju Zemljine površine. Budući da se energija molekula koje čine atmosferu time povećava, povisit će se i njihova temperatura. Budući da svako tijelo zrači elektromagnetske valove, Zemljinom će dugovalnom radijacijom (i apsorpcijom kratkovalne radijacije) ugrijani sastavni dijelovi atmosfere i sami zračiti infracrvene zrake (λ = 4–120 μm). Dio te infracrvene radijacije (30%) »gubit« će se u svemiru, a dio (70%) vratit će se na Zemlju i dalje je zagrijavati. Taj se proces zove *protuzračenje atmosfere*, a postoji neprekidno danju i noću, ljeti i zimi. Intenzitet protuzračenja atmosfere $R_{atm}\downarrow$ izračunava se – uz ostalo – i pomoću jednadžbe

$$R_{atm}\downarrow = 0{,}594\,\sigma\,T^4 + 0{,}043\,\sigma\,T^4\sqrt{e},$$

e = tlak vodene pare u milibarima,
T = apsolutna temperatura zraka na 2 m.

Iz nje se vidi da intenzitet protuzračenja atmosfere bitno ovisi o količini vodene pare u atmosferi. Sa smanjenjem naoblake i količine vodene pare terestričko će se zračenje lakše i brže »izgubiti« u svemiru, tj. lakše će proći kroz atmosferu, a protuzračenje atmosfere će padati, pa će konačan rezultat biti pad temperature, i obratno, s povećanjem naoblake i količine vodene pare smanjit će se gubitak terestričke radijacije, a protuzračenje atmosfere bit će jako. To će prouzročiti porast temperature danju, odnosno usporeni pad temperature noću. Zato intenzivne vedrine zimi (pod utjecajem suhih, hladnih zračnih masa iz unutrašnjosti kontinenta, ili iz visokih geografskih širina) uzrokuju nagao pad temperature noću (mraz), a ljetne noći s naoblakom teško podnosimo jer se toplina dugovalnom radijacijom vrlo polagano »gubi«, tj. temperatura vrlo polagano pada u tijeku noći. Zato količina vodene pare u zraku, kao i naoblaka, bitno utječu na dnevne i godišnje amplitude temperature. To je osobito izrazito u suhim pustinjskim krajevima i u visokim planinama.

Utjecaj atmosfere (tj. protuzračenja) na temperaturu analogan je tzv. *efektu staklenika*; zahvaljujući njemu, srednja temperatura Zemlje je za 38 °C viša nego što bi bila da atmosfere nema. Tako se bitno smanjuje razlika između temperature dana i noći, te ljeta i zime. U biti isto se događa u staklenicima, pa otuda i naziv. Kratkovalna radijacija sa Sunca prolazi gotovo nesmetano kroz (čisto) staklo staklenika, jer je staklo većim dijelom dijatermno za kratkovalnu radijaciju (za λ = 0,4 μm koeficijent transmisije iznosi 0,88, za 0,50 μm 0,90 itd.). Sunčeve zrake koje prođu kroz staklo padaju na tlo (ili na biljke), koje ih dijelom apsorbira, a dijelom reflektira. Ugrijano tlo emitira dugovalnu radijaciju, koja, međutim: a) ne prolazi kroz staklo, jer je ono za nju adijatermno, nepropusno; b) upija je vodena para koje u stakleniku ima mnogo. Novija su istraživanja pokazala da se viša temperatura u stakleniku postiže i zato što ne postoji miješanje sa hladnijim zrakom izvan staklenika.

Isto će tako zimi po sunčanu vremenu biti ugodno toplo u sobi s velikim prozorima, iako je vani temperatura često ispod nule. U takvim uvjetima možemo se kod prozora »sunčati« usprkos inače niskoj temperaturi. Međutim, taj efekt ima negativne posljedice ljeti u modernim zgradama s velikim staklenim površinama. U takvim prostorijama mnogo je toplije nego u zgradama s malim prozorima. Zato moderne zgrade koje se grade u toplim i vrućim krajevima imaju na prozorima štitnike koji reflektiraju Sunčeve zrake, tako da je prozor i cijela prostorija u sjeni; to su brisoleji (brise soleil). Istu funkciju imaju žaluzine (škure i grilje) u našim primorskim kućama. Cilj je uvijek isti – zaštititi se od direktne Sunčeve radijacije, nastojati da ona ne prodre u zgradu u prevelikoj količini. (Zato rolete uz unutrašnju, sobnu stranu, prozora uopće ne pridonose rashlađivanju sobe! One mogu samo zamračiti sobu, ali se ona jednako intenzivno zagrijava kao da ih nema. Rolete apsorbiraju kratkovalnu radijaciju, a u sobu emitiraju infracrvenu radijaciju koja ne može »umaknuti« kroz prozor. Prema tome roleta bi imala smisao samo kad bi bila snježnobijela, tj. najefektivnije djeluje bilo kakav zastor, »tenda« *ispred* prozora.)

Zbog istih razloga ljeti je nepodnošljivo vruće (upravo onoliko koliko je zimi ugodno toplije) u automobilima, autobusima i vagonima, osobito kad su na suncu, tj. ako su izloženi direktnoj radijaciji (npr. automobil na parkiralištu). U svim navedenim primjerima, i u vozilima i u prostorijama koje su na »udaru« Sunčevih zraka, temperatura je mnogo viša nego u atmosferi jer se radijacijska energija apsorbira u zraku i troši na zagrijavanje prostorija u kojima – zbog niska stropa ili krova – nema jače konvekcije na koju bi se trošila energija kako se troši u atmosferi. Dakako, neudobnosti prostorija ljeti mogu pridonijeti i drugi faktori, npr. slaba izolacijska svojstva zidova, nepostojanje ventilacije, ili pak prevelik broj ljudi u malenoj prostoriji.

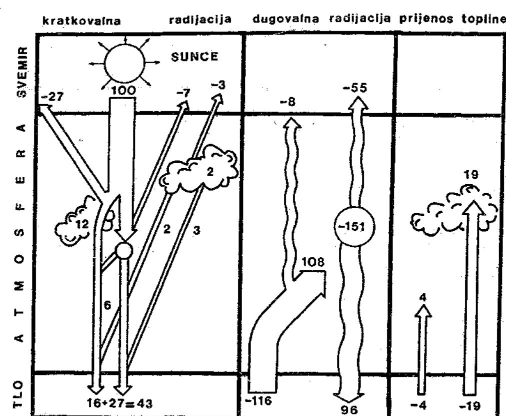
1.3.1.12. RADIJACIJSKA I ENERGETSKA BILANCA ZEMLJE. Stalna izmjena energije na Zemlji, tj. u atmosferi i na površini Zemlje (odnosno između njih), nipošto nije jednostavan proces. To više što smo razmatrali samo srednja stanja, odnosno sheme. Iako se sva energija u atmosferi prije ili poslije može svesti na Sunčevu radijaciju, vidimo da se može govoriti o radijacijskoj bilanci te o energetskoj ili toplinskoj bilanci. Bilanca radijacije ili energije uopće bila bi rezultat odnosa između različitih oblika radijacije odnosno topline (na nekoj površini ili u nekom volumenu, u točno određenom razdoblju), jer jedan sistem može dobivati, ali i odavati radijacijsku energiju ili toplinu uopće. Odnos između primljene i odane radijacije ili energije uopće naziva se radijacijskom bilancom ili bilancom ukupne radijacije, ili pak energetskom (toplinskom) bilancom (bilancom topline).

U relativno kraćem periodu, i misleći na Zemlju kao cjelinu, uzima se da je količina energije što je Zemlja prima od Sunca jednaka količini energije što je Zemlja gubi dugovalnom radijacijom, pa u cjelini ne bi postojala tendencija zahlađivanja ili otopljavanja Zemlje. Dugotrajna i vrlo komplicirana aktinometrijska mjerenja pokazala su da bi se za Zemlju kao cjelinu u godišnjem prosjeku mogle uzeti sljedeće srednje vrijednosti (sl. 54.).

Na gornjoj granici atmosfere računa se sa 100 jedinica (100%) Sunčeve radijacije. Od te količine 27% reflektira se s oblaka natrag u svemir; sljedećih 7% »izgubi« se difuznom refleksijom natrag u svemir s molekula i čestica u atmosferi. Sama atmosfera apsorbira 18% (od toga 12% u oblacima, a 6% u atmosferskim plinovima, od kojih je posebno važan ozon). Do Zemljine površine dospije, dakle, samo 48% od radijacijske energije koja je dospjela na gornju granicu atmosfere. Od tih 48% točno je 30% direktna, a 18% difuzna radijacija. Već znamo da se zbroj direktne i difuzne radijacije naziva globalnom radijacijom. Od tih 48% radijacijske energije koja dospije do Zemljine površine reflektira se od nje 5% (2% otpada na reflektiranu difuznu radijaciju, a 3% na reflektiranu direktnu radijaciju). Tih 5% reflektirane radijacije ne može proći kroz atmosferu netaknuto; 2% apsorbiraju oblaci i atmosferski plinovi, a 3% ode nepovratno u svemir. Dakle, na Zemljinoj se površini apsorbira samo 43% radijacijske energije koja dospije do gornje granice atmosfere. Od tih 43% na direktnu radijaciju otpada 27%, a na difuznu 16%. Iz relativno malenog postotka koji otpada na samu atmosfersku apsorpciju kratkovalne radijacije (18%) vidimo da se atmosfera manjim dijelom zagrijava na taj način, a više posredno, tj. *najveći dio energije dobiva atmosfera od zagrijane površine Zemlje, dakle odozdo.*

Druga je strana procesa dugovalna radijacija Zemljine površine i atmosfere. Pri promatranju dugovalne radijacije polazi se od ukupne radijacije koju odaje Zemljina površina (mora se uzeti u obzir i protuzračenje atmosfere). Da bi se postigla ravnoteža radijacije na gornjoj granici atmosfere, moralo bi primljenoj Sunčevoj radijaciji od 100% odgovarati isto toliko radijacije iz atmosfere i Zemljine površine. To znači da bi, osim energije albeda, u svemir morale biti vraćene još 63 jedinice (55 + 8 = 63). To se nadoknađuje dugovalnom radijacijom, od koje 8 jedinica potječe direktno sa Zemljine površine (taj dio dugovalne radijacije nije apsorbiran u atmosferi), a 55 jedinica potječe od dugovalne radijacije atmosfere (37 + 8 + 55 = 100). Zato se moralo uzeti da radijacija sa Zemljine površine iznosi 116 jedinica (od toga se 8 jedinica izrači neposredno sa Zemljine površine u svemir); naime, ako radijaciju koja dođe do gornje granice atmosfere označimo sa 100, onda Zemljina površina zrači 116 jedinica energije, jer je njezina srednja temperatura 15 °C, a ne –23 °C, kako bi bilo da nema protuzračenja atmosfere.

Dugovalnoj radijaciji treba dodati svu ostalu energiju koja pridonosi zagrijavanju atmosfere, odnosno promjeni njezina energetskog stanja, a to su 4 jedinice od konvekcije i turbulentnog prijenosa to-



Sl. 54. Shema radijacijske i energetske bilance sistema Zemljina površina-atmosfera (M. I. Budyko i dr.; izvor: B. P. Alissow i dr., 1956.)

pline, 19 jedinica oslobodi se kondenzacijom vodene pare (latentna toplina), 12 jedinica odnosi se na kratkovalnu radijaciju apsorbiranu u oblacima, 6% otpada na kratkovalnu radijaciju apsorbiranu u atmosferi i 2% na apsorbiranu kratkovalnu radijaciju koja je nastala refleksijom sa Zemljine površine. Sve to zajedno daje 151 jedinicu. Tako ugrijana atmosfera zrači duge valove; to je protuzračenje atmosfere na koje otpada 96 jedinica, a 55 jedinica zrači atmosfera u svemir (96 + 55 = 151). Razlika između radijacije površine Zemlje (terestrička radijacija) $R_{ter}\uparrow$ i apsorbiranog protuzračenja atmosfere na površini Zemlje $R_{atm}\downarrow$ naziva se *efektivnom radijacijom* ili bilancom dugovalne radijacije na površini Zemlje, ili simbolički

$$B_d = R_{ter}\uparrow - R_{atm}\downarrow.$$

Toplina za zagrijavanje atmosfere, dakle, najvećim dijelom dolazi s *površine Zemlje*; 27 jedinica otpada na direktnu, a 16 jedinica na difuznu radijaciju. Protuzračenjem atmosfere površina Zemlje dobiva 96 jedinica, što zajedno iznosi 139 jedinica. I tu mora postojati ravnoteža, jer se 116 jedinica zrači dugovalnom radijacijom, 4 jedinice otpadaju na konvekciju i turbulentni prijenos topline, a 19 jedinica troši se za evaporaciju. Sve to zajedno iznosi 139 jedinica. Ukratko, energetska bilanca Zemljine površine je sljedeća:

$$B_u + P + LE + B = 0,$$

B_u = bilanca ukupne radijacije (kratkovalne i dugovalne),
P = turbulentni i konvekcijski prijenos topline,

LE = toplina oslobođena kondenzacijom, ili je utrošena na evaporaciju,
B = vođenje topline iz tla, odnosno iz podloge; u moru će doći u obzir i horizontalno prenošenje topline.

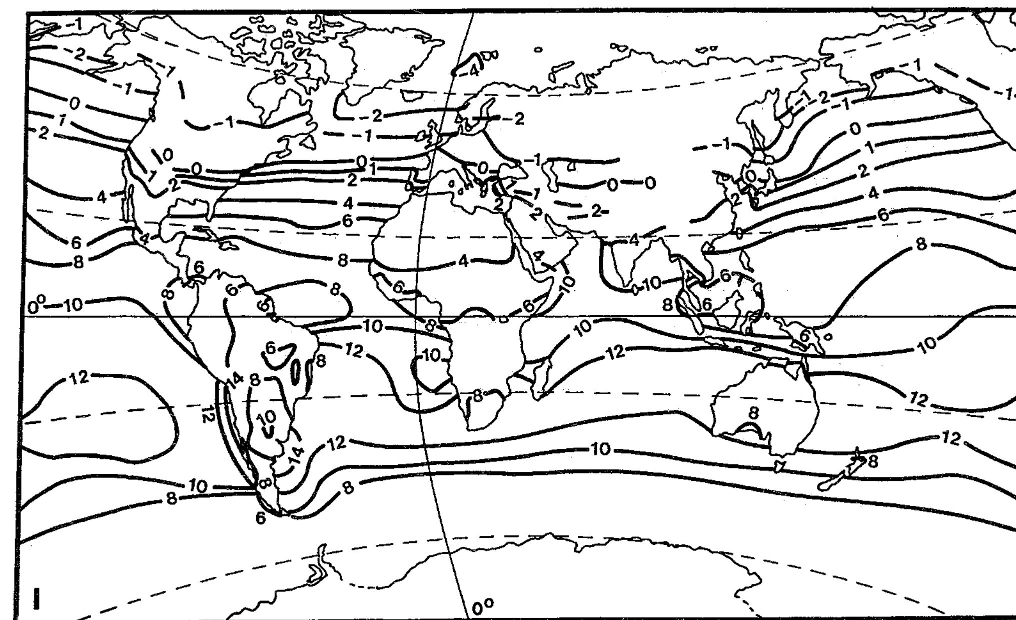
Sve su to prosječne vrijednosti, a u stvarnosti, u određenom periodu, udio pojedinih članova može biti bitno drukčiji nego što je prikazano. Dovoljno je ako se samo prisjetimo da npr. globalne radijacije noću uopće nema, ili da u oblačnom danu svu kratkovalnu radijaciju čini samo difuzna radijacija, a direktne uopće nema, ili pak da je apsorbirana globalna radijacija vrlo mala ako postoji snježni pokrivač, itd. Dovoljno je ako se srednje vrijednosti prikažu za kraće razdoblje, pa se već onda može vidjeti kako mogu postojati velike razlike. Tako npr. u doba ljetnog solsticija na sjevernoj hemisferi, pri prosječnoj naoblaci, na 20° N apsorbirana globalna radijacija iznosi 464 cal cm^{-2} dan^{-1} (49,6% od insolacije na gornjoj granici atmosfere), a na 80° N apsorbirana globalna radijacija iznosi 317 cal cm^{-2} dan^{-1} (tj. 30% od insolacije na gornjoj granici atmosfere). Usporedbom tih veličina jasno se vidi da usred ljeta na sjevernoj hemisferi postoje relativno male razlike u zagrijavanju niskih i visokih geografskih širina. Sasvim je suprotno zimi! To će bitno utjecati na raspodjelu temperature. Kad se promatra energetska bilanca nekoga manjeg područja, onda u razmatranje ulazi još jedan faktor, koji se ne može izdvojiti kad se promatra Zemlja u cjelini, a to je horizontalno prenošenje topline. Znači znatan dio planeta Zemlje dobiva toplinu iz drugih krajeva, a ne samo direktnom apsorpcijom radijacije u svom prostoru. To posebno vrijedi za polarne krajeve u hladnom dijelu godine.

Potrebno je razmotriti bilancu ukupne radijacije B_u na površini Zemlje (sl. 55. i 56.):

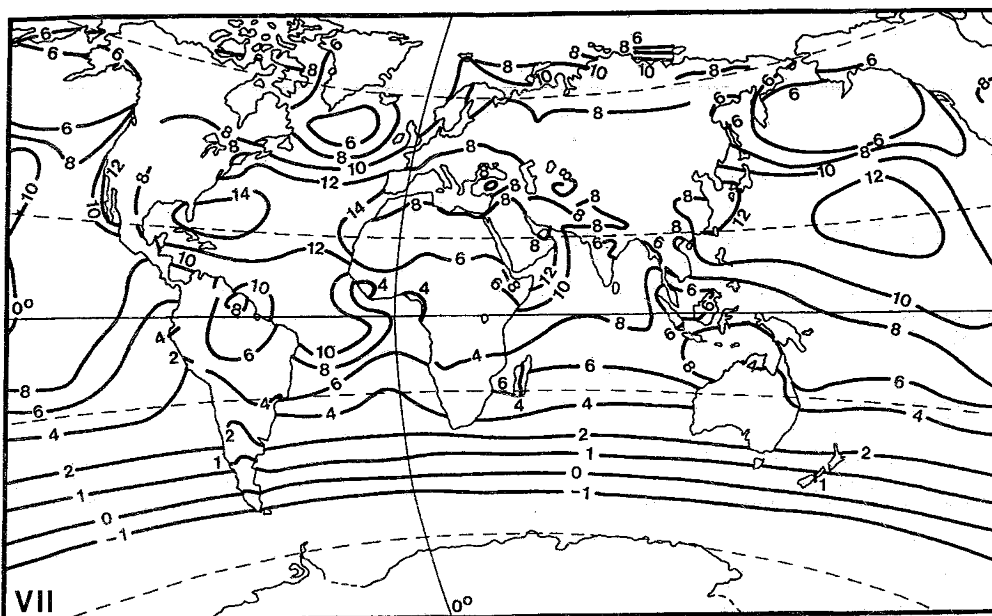
$$B_u = R_{gl}\downarrow (1 - a) - B_d,$$

$R_{gl}\downarrow$ = globalna radijacija,
a = albedo podloge,
B_d = efektivna radijacija ili bilanca dugovalne radijacije.

Vrijednosti pojedinih članova koji utječu na bilancu ukupne radijacije neprestano se mijenjaju, tj. postoje sezonske promjene bilance, pa će bilanca ukupne radijacije u nekim dijelovima svijeta biti pozitivna, a u drugima negativna. Promatrat ćemo ekstremne mjesece, siječanj i srpanj (što ne mora značiti da su to svagdje mjeseci s ekstremnim vrijednostima bilance ukupne radijacije). Na prijelazu s kopna na more bilanca se naglo promijeni. To je posljedica isto takve promjene albeda i efektivne radijacije. Te su veličine na vodenoj površini najčešće manje nego nad kopnom; zato je u inače istim uvjetima bilanca ukupne radijacije veća nad morem nego nad kopnom. Srednja mjesečna bilanca ukupne radijacije



Sl. 55. Bilanca ukupne radijacije u siječnju (kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$) (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva, 1964.)



Sl. 56. Bilanca ukupne radijacije u srpnju (kcal cm^{-2} $mjesec^{-1}$) (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva 1964.)

negativna je u visokim geografskim širinama, a u umjerenim geografskim širinama negativna je u zimskim mjesecima. Trajanje razdoblja s negativnom bilancom ukupne radijacije pravilno se povećava s porastom geografske širine.

U *siječnju* (sl. 55.) najveća bilanca ukupne radijacije bit će na južnoj hemisferi, ali se vidi da je bilanca ukupne radijacije znatno veća nad oceanima nego nad kontinentima na istim geografskim širinama. Pojas najveće bilance ukupne radijacije nalazi se s obje strane južne obratnice (a sjeverno od ekvatora velike su vrijednosti u Bengalskom zaljevu, u istočnom dijelu Arapskog mora, te uz obalu Somalije i Arabije), u vedrim područjima s jakom globalnom radijacijom i malenim albedom podloge. Prema jugu, prema Antarktiku, bilanca ukupne radijacije se smanjuje, isto kao i prema sjeveru, prema sjevernoj hemisferi gdje je zima. Nulta izolinija bilance ukupne radijacije prolazi sredinom Sjeverne Amerike i po sjevernom Atlantiku do Francuske te preko Europe i Azije, gdje se sve više spušta na jug, te u Koreji i Japanu izbija na obalu Pacifika. Sjeverno od nulte izolinije bilanca ukupne radijacije je negativna, a osobito je malena u vrlo oblačnom Norveškom moru. Značajno je da bilanca ukupne radijacije nije velika u golemom području od zapadne Sahare sve do Arabije i Indije i Pakistana. Siječanj je u tom području pretežno vedar, dan je prilično kratak, albedo je velik, zrak je suh, pa je velik i gubitak dugovalne radijacije.

Obratna je situacija u *srpnju* (sl. 56.), ali je ipak raspodjela bilance ukupne radijacije mnogo kompliciranija nego u siječnju. Pojas najveće bilance ukupne radijacije pomiče se na sjever, pa se izolinija s maksimalnom bilancom ukupne radijacije nalazi sjeverno od ekvatora, u području suptropskih anticiklona. Značajne su komplikacije u raspodjeli bilance ukupne radijacije u još sjevernijim područjima. Jugozapadno od Islanda, između Irske, Grenlanda i Labradora, isto kao i između Kamčatke, Aljaske i sjevernog dijela zapadne obale Sjeverne Amerike, bilanca ukupne radijacije naglo se smanjuje pod utjecajem jake naoblake. Dugo trajanje sijanja sunca glavni je uzrok velike bilance ukupne radijacije u perifernim arktičkim krajevima.

Posebno je važna raspodjela bilance ukupne radijacije u polarnim krajevima. To su krajevi u kojima postoji bitna razlika između ljeta, kad je sunce stalno iznad horizonta, i zime, kad sijanja sunca uopće nema.

1.3.2. TEMPERATURA

1.3.2.1. ZAGRIJAVANJE I HLAĐENJE ATMOSFERE.

Najveći dio toplinske energije koja ulazi u atmosferske procese dolazi s površine Zemlje, a tek manji dio nastaje apsorpcijom kratkovalne radijacije u atmosferi; atmosfera se najvećim dijelom zagrijava odozdo, od podloge. Prema tome, apsorpcija topline na površini Zemlje, tj. zagrijavanje atmosfere, bitno će ovisiti o termičkim uvjetima na podlozi, o brzini njezina zagrijavanja i hlađenja, tj. o načinu i brzini prenošenja te topline dalje u atmosferu. Transformacija i prenošenje topline iz jednog dijela prostora u drugi vrlo je zamršen proces. Atmosfera i podloga zagrijavaju se i hlade:

- apsorpcijom kratkovalne radijacije te apsorpcijom i emisijom dugovalne radijacije,
- kondukcijom ili vođenjem topline,
- konvekcijom,
- turbulentnom difuzijom ili turbulentnim prijenosom topline ili termičkom turbulencijom,
- molekularnom difuzijom.

Već elementarno poznavanje fizike upućuje nas na zaključak da se izmjena energije u atmosferi i na površini Zemlje događa na dva principijelno različita načina. Izmjena topline radijacijom nije vezana za posredničku ulogu materijalnih čestica; radijacija se brzinom svjetlosti širi u praznu prostoru (npr. sa Sunca dolazi do Zemlje, a prolazi kroz svemirski prostor gdje je temperatura blizu apsolutne nule, ili pak prolazi kroz »prazni« prostor između molekula u atmosferi), a može prelaziti s toplijeg tijela na hladnije i obratno. (Na primjer apsorpcijom Sunčeve radijacije tlo se ugrije i ono istodobno samo zrači infracrvene zrake koje može apsorbirati zid neke susjedne zgrade, koji je topliji od tog tla.)

Apsorpcijom kratkovalne radijacije tijelu se povisuje unutrašnja energija, a to se odmah opaža u povišenju temperature tijela. Budući da tijela na površini Zemlje i u atmosferi, koja ulaze u domenu klimatoloških istraživanja, imaju relativno nisku temperaturu, ona sama zrače infracrvene zrake. I tako atmosfera i površina Zemlje apsorbiraju – osim kratkovalne – i dugovalnu radijaciju, pa i ona utječe na njihovo energetsko stanje. Energetska razina nekog tijela ovisit će o odnosu apsorbirane i emitirane elektromagnetske radijacije. (U ovom času ne uzimamo u obzir i druge oblike izmjene energije.) Pad temperature bit će posljedica veće emisije nego apsorpcije, i obratno, porast temperature bit će posljedica veće apsorpcije nego emisije.

Drugi oblici prenošenja ili izmjene topline u atmosferi i u podlozi bitno su drukčije fizičke prirode. Vezani su uz posredničku ulogu materijalnih čestica. Prenošenje topline kondukcijom[59] svodi se na prenošenje jednog dijela kinetičke energije molekula toplijeg tijela na molekule hladnijeg tijela (ili iz toplijeg dijela istog tijela u njegov hladniji dio), a da se pri tome ne opaža relativna promjena u prostornom razmještaju čestica, odnosno tijela između kojih se izmjenjuje toplina. I čestice i tijela ostaju na »istome« mjestu. Kondukcija je jedini način prenošenja topline u krutim tijelima (npr. u kompaktnom ledu, stjenovitoj podlozi, u tlu) i u vrlo tanku sloju zraka između tla i atmosfere. U tom vrlo tanku sloju zraka toplina se istodobno prenosi i molekularnom difuzijom i radijacijom. U fluidima (tekućine i plinovi) kondukcija je zanemariva.

Dođu li u dodir dva tijela koja se nalaze u različitim toplinskim stanjima, njihova će se stanja izmjeničnim djelovanjem mijenjati sve dotle dok se ne postigne ista temperatura. Od tog momenta neće se primijetiti nikakva promjena, i to sve dotle dok su tijela izvan utjecaja drugih izvora topline. Toplina je energija koja prelazi s tijela više temperature na tijelo niže temperature sve dok se njihove temperature ne izjednače. (Kaže se da toplina uvijek struji u smjeru temperaturnoga gradijanta). Kod tijela koja su u neposrednu kontaktu, kod tijela koja se dodiruju, kinetička energija molekula tijela s višom temperaturom (brže molekule) prelazi na molekule tijela s nižom temperaturom (to je tzv. intermolekularni prijelaz topline), pa toplina ostaje vezana na obje tvari. Izjednačenjem temperature srednja brzina molekula obaju tijela postaje jednaka.

Tekućine, kao i plinovi, loši su vodiči topline. Ako vodljivost topline u zraku označimo sa 1, onda ona u snijegu iznosi 17, u vodi 23, u ledu 60, u kamenu 100. I to ima određeno klimatsko značenje, jer treba razlikovati kompaktna tijela od šupljikavih. Zbog velike razlike u toplinskoj vodljivosti krutih tvari šupljikava tijela imaju sasvim različite koeficijente prijelaza topline, nego što bi to odgovaralo kompaktnoj tvari od koje su građena. Što ima više zračnih međuprostora i što su oni sitniji i jednoličnije raspoređeni, to je vodljivost topline u dotičnoj tvari lošija. Na tome se temelji izolacijsko svojstvo snijega. (Na tom se svojstvu temelji i »toplina« odjeće. U vrlo hladnim krajevima odjeća se pravi tako da u sebi sadrži što više – zraka! To svojstvo imaju krzno i vata. Na istom svojstvu temelji se i izolacijska kvaliteta građevinskih materijala; opeka je šupljikava, tj. ispunjena je zrakom. Sve se više upotrebljavaju šuplje opeke i pjenušav beton, pri čemu je glavni izolator – zrak.) Budući da je voda bolji vodič topline od zraka, time se vodljivost vlažna tijela (npr. vlažno tlo) znatno povećava.

[59] lat. *conducere* – voditi

Konvekcijom[60] se toplina prenosi tako da se tijelo (npr. stanoviti volumen zraka ili vode) u kontaktu s podlogom ugrije kao cjelina, pa tako postaje lakše od hladnije podloge. Djelovanjem uzgona ugrijani se zrak izdiže, a s druge strane konvekciju održava, odnosno pojačava, kompenzacijsko silazno strujanje hladnijeg zraka pod utjecajem gravitacije. Konvekcijom se toplina prenosi visoko u atmosferu (i iz dubljih slojeva vode na površinu). Tako je konvekcija vrlo brz i efikasan način prenošenja topline u atmosferi.

Turbulentni[61] prijenos topline ili turbulentna difuzija nastaje tako da se ugrijane vrlo male količine zraka zamjenjuju isto tako malim količinama relativno hladnijeg zraka, pa tako nastaje vrlo burno komešanje, odnosno miješanje zraka, kaotično gibanje u relativno malenu volumenu. Tako nastaju maleni slojevi zraka različite temperature, između kojih se turbulentnim komešanjem zraka izmjenjuje toplina. Posebno je važna činjenica da je turbulentna difuzija elementarno svojstvo vjetra.

Atmosfera se istodobno zagrijava radijacijom, konvekcijom, kondukcijom, i turbulentnom difuzijom, ali se njihov relativni udio neprestano mijenja. Granica između konvekcije i turbulentne difuzije uglavnom nije oštra; oba se procesa prožimaju, ali jedan od njih može i prevladati. Turbulentna izmjena topline važna je zato što se njome prenosi toplina iz višega toplijeg sloja u niži hladniji sloj, pa se temperaturni kontrasti smanjuju. Turbulentna difuzija važna je nad morem danju, kad je vrlo često zrak neposredno iznad vode topliji od površine vode, ili pak u šumi, gdje se zrak slabo može zagrijati apsorpcijom kratkovalne i dugovalne radijacije koju zadržavaju krošnje. Turbulentna izmjena topline na kopnu posebno je važna noću i za vrijeme inverzije temperature.

Toplina je energija, a stupanj topline je *temperatura*. Temperatura je fundamentalno važan klimatski element, a kako baš u prizemnu sloju zraka postoje velike razlike temperature i u malim dimenzijama, mjerenje temperature mora se podvrgnuti određenim pravilima radi uspoređivanja temperatura u raznim postajama. Termometar mjeri temperaturu *zraka* s kojim se nalazi u termičkoj ravnoteži. Zato termometar, prema međunarodnoj konvenciji, mora biti u posebno građenoj kućici izoliranoj od radijacijskih utjecaja okolice (izoliran od kratkovalne radijacije, tj. mora biti u sjeni), ali kroz nju mora stalno strujati okolni zrak. Takvim strogo definiranim mjerenjem temperature zadovoljava se još jedan uvjet, temperatura se mjeri na 1,25 – 2 m visine, tj. iznad prizemnoga poremećenoga sloja u kojemu često postoji vrlo velika razlika temperature i na malim visinskim razlikama.

Temperatura *T* je funkcija koja se mijenja u prostoru (koordinate *x*, *y*, i *z*) i vremenu *t*, tj.

$$T = f(x,y,z,t).$$

Temperatura se najčešće promatra tako da se koordinate *x*, *y*, i *z* (x = geografska širina, y = geografska dužina, z = nadmorska visina) uzimaju kao konstante (tj. temperatura se mjeri u jednoj fiksnoj točki, u jednoj postaji), a vrijeme *t* se mijenja, tj. promatramo funkciju T = f (t). Tako se dobivaju dnevni i godišnji hodovi ili varijacije temperature. U klimatologiji se često uzima da je t = C (konstanta), tj. promatra se raspodjela temperature u jednom fiksnom razdoblju (najčešće u siječnju i srpnju), a *x*, *y* i *z* (ili samo *x* i *y*, ako se temperatura reducira na morsku razinu) promjenljive su. Tako se dobiva geografska raspodjela temperature.

Dio prostora u čijim svim točkama neki element ima određene vrijednosti naziva se *poljem* tog elementa. Tako se govori o polju temperature (temperaturno polje), tlaka (baričko polje), vjetra itd. Polje je prostorna raspodjela nekoga klimatskog elementa. Ako se vrijednost polja u svakoj točki može karakterizirati samo jednim brojem, onda je to skalarno polje (npr. temperatura ili tlak zraka). Iz praktičnih razloga nije moguće operirati s neizmjernim brojem različitih veličina. Zato se izdvajaju određene vrijednosti i spajaju u ekviskalarne plohe, tj. plohe u kojima skalari imaju jednaku veličinu (npr. 0°, 2 °C itd.). Tako se dobiju izotermne, izobarne i druge plohe u atmosferi.

Ako promatrani klimatski element nije definiran samo jednim brojem, nego je potrebno poznavanje i smjera njegova djelovanja, dobije se vektorsko polje. Takvo je polje vjetra. Ono je na plohi karakterizirano dvjema komponentama (veličinom vektora i kutom koji zatvara s nekim pravcem), a u prostoru (polju) trima numeričkim veličinama: veličinom vektora i kutovima koje zatvara s osima pravokutnoga koordinatnog sustava.

Znatna količina Sunčeve radijacije koja dospije do površine Zemlje troši se za evaporaciju vode; ta toplina sadržana u vodenoj pari zove se *latentna*[62] toplina. Međutim, ona nije izgubljena, jer se kondenzacijom vodene pare latentna toplina oslobađa i ulazi u atmosferu, tj. zagrijava je. Važnost tog procesa može se prosuditi iz činjenice da se gotovo polovica topline što je morska voda apsorbira troši

[60] lat. *convectio* – prenošenje
[61] lat. *turbulentus* – nemiran, buran, poremećen
[62] lat. *latens* – nevidljiv, sakriven

za evaporaciju. Važnost ovog procesa proizlazi iz činjenice da more čini 3/4 površine Zemlje, pa je latentna toplina vrlo važan izvor topline za atmosferske procese.

Na temperaturu atmosfere utječu i *kompresija*[63] i *ekspanzija*[64]. Dizanjem zraka njegov stanoviti volumen dolazi iz područja višeg tlaka (pri tlu) u područje nižeg tlaka (na većim visinama), pa će ekspandirati. Za taj rad mora se utrošiti određena količina topline, a to će se odraziti u sniženju temperature zraka koji se izdiže. Suprotno se događa pri kompresiji. Zrak se spušta iz područja nižeg tlaka na visini u područje višeg tlaka pri tlu, pa ga u novu položaju tlači stupac zraka iznad njega. Da bi se zrak stlačio, potrebno je utrošiti stanovitu količinu topline, a ona uzrokuje povišenje temperature zraka. (Sve to vrijedi samo za adijabatičke procese.)

Spuštanje zraka u atmosferi naziva se *supsidencijom*[65]. Ona je neusporedivo manja od horizontalnih brzina vjetra. Najveća supsidencija u velikim dijelovima troposfere iznosi oko 10 cm s^{-1} ili nekoliko kilometara dnevno. Zagrijavanjem zraka koji se spušta nestaju oblaci koji su nastali prije supsidencije. Važno je da se supsidencijom zrak zagrijava na svakoj razini. Temperaturne promjene koje nastaju kompresijom i ekspanzijom nazivaju se dinamičkim[66] hlađenjem i zagrijavanjem. Temperatura raste i pada ne dovođenjem ili odvođenjem topline iz okolice, nego se ona crpi iz vlastite sredine.

Količina topline u jednom dijelu atmosfere može se povećati i *trenjem* ili između čestica zraka ili između zraka i podloge.

1.3.2.2. HORIZONTALNA IZMJENA TOPLINE. U nešto dužem nizu (nekoliko desetaka) godina količina energije što je Zemlja primi od Sunca jednaka je količini energije što je Zemlja izgubi dugovalnom radijacijom u svemir. To vrijedi samo za Zemlju u cjelini i za srednju izmjenu energije u tijeku godine, a u stvarnosti postoje znatne razlike u količini primljene i odane energije u raznim geografskim širinama. Usprkos tome, klima se u određenom periodu ne mijenja. Iz toga se mora zaključiti da postoji izmjena topline između nižih i viših geografskih širina. Horizontalna izmjena topline između pojedinih dijelova Zemlje zove se *advekcija*[67] topline. (Neki je nazivaju horizontalnom konvekcijom.) Uzima se da u pojasu između 37° N i 37° S (neki autori navode 42° N i 42° S) Zemlja prima više energije nego što je izgubi, a u geografskim širinama sjeverno, odnosno južno od 37. paralele je suprotno; Zemlja gubi više energije nego što dobiva apsorpcijom insolacije. Kad ne bi bilo advekcije, pojas između spomenutih paralela bio bi stalno sve topliji i ugrijao bi se do stanovite visoke temperature, a ostali bi se dijelovi hladili sve do neke vrlo niske temperature. U stvarnosti nastupa izmjena topline između tih pojasa, tj. toplina se prenosi iz pojasa s viškom energije u područje s manjkom energije. Toplina se prenosi morskim strujama i zračnim masama, pa je u tome njihova golema klimatska važnost, tj. advekcija je vrlo efikasan način prenošenja topline. Uzima se da 80% topline koja prelazi u »deficitarna« područja prenose tople zračne mase, a 20% morske struje. Međutim, granica između tih utjecaja nije oštra. (Poznato nam je iz iskustva da južni vjetrovi donose velike količine topline, a uz prodore sjevernih zračnih masa vezan je pad temperature. Tako je na sjevernoj hemisferi; na južnoj je obratno.)

1.3.2.3. TERMIČKA SVOJSTVA KOPNA, MORA I ZRAKA. Naučili smo: ako neko tijelo apsorbira ili emitira stanovitu količinu radijacijske energije, ili uopće dobiva ili gubi toplinu, to utječe na njegovo fizičko stanje. Termička svojstva atmosfere bitno ovise o količini topline *dQ* sadržane u podlozi. Količina topline bit će to veća što je veća masa *m* i viša temperatura *T*

$$dQ = c\,m\,dT$$

pri čemu je *c* specifična toplina. Iz fizičkih svojstava raznih tijela proizlazi da je u jednakim masama raznih tijela pri istoj temperaturi pohranjena različita količina topline; razna tijela imaju različita svojstva primanja i odašiljanja topline. To svojstvo tijela ovisi o *specifičnoj toplini*. Ona ima golemu važnost za brzinu i stupanj zagrijavanja i hlađenja nekog tijela. To je količina topline (cal, kcal ili J) koju treba dovesti jedinici mase neke tvari (g ili kg) da se ona zagrije za 1°C (sa 14,5 °C na 15,5 °C). Specifična toplina može se u diferencijalnom obliku prikazati jednadžbom

$$c = \frac{dQ}{m\,dT}$$

dT je promjena temperature tijela s masom *m*, koja je nastala dovođenjem topline *dQ*. Da bismo dobili karakteristična svojstva tvari u danim uvjetima, termička se svojstva tijela svode na jedinicu mase ili, još bolje, na jedinicu volumena tvari (to je tzv. volu-

[63] lat. *compressio* – pritiskanje
[64] lat. *expandere* – razvijati, širiti
[65] lat. *subsidere* – spustiti se, uleći se
[66] grč. *dynamis* – sila
[67] lat. *advectio* – isporuka, dostava, prijenos; termin advekcija upotrebljava se i za horizontalno prenošenje vlage itd.

mna specifična toplina). Različita tijela imaju različite specifične topline; pri 20 °C specifična toplina kg vode iznosi $4,15 \cdot 10^3$ J kg^{-1}, bazalta 0,80, dolomita 0,88, gline 0,88, granita 0,75, vapnenca 0,84, leda 2,09, pješčenjaka 0,71, škriljca 0,75, vodene pare 2,01, suha zraka 1,00.

Iz navedenih numeričkih podataka vidi se da voda ima mnogo veću specifičnu toplinu nego sva kruta tijela koja grade Zemljinu koru. *Kad se uzima jedinični volumen* – a ne masa kao u navedenim primjerima – *onda voda u prosjeku ima 2,5 puta veću specifičnu toplinu nego sastavni dijelovi kopna.* (Kad se – kao u prethodnom primjeru – uzme masa, onda je ta razlika još veća.) Iz spomenutih podataka vidi se da je, npr., za povišenje temperature 1 kg vode od 19 °C na 20 °C potrebno dovesti 4,15 kJ topline, a za isto povišenje temperature 1 kg vapnenca potrebno je samo 0,84 kJ topline, tj. oko pet puta manje. To znači da će se s istom količinom topline kopno mnogo više ugrijati nego more, ili je pak za zagrijavanje kopna na određenu temperaturu potrebno mnogo manje topline nego za zagrijavanje mora.

Sastavni dijelovi kopna, razne vrste tala i stijena, većinom su slabi reflektori, pa oni apsorbiraju znatan dio kratkovalne radijacije (a praktički svu dugovalnu radijaciju) koja pada na njih. Bitno je važna činjenica da se radijacija apsorbira već na samoj površini (gornjih nekoliko mikrona), jer su sastavni dijelovi kopna adijatermni. U usporedbi s vodom sastavni dijelovi kopna imaju malenu specifičnu toplinu, pa će se brzo ugrijati. Ovdje moramo spomenuti termičku vodljivost; to je mjera za brzinu prijelaza topline kroz materiju. Budući da se u klimatologiji svaki proces mora i vremenski definirati, za provođenje stanovite količine topline dQ mora se znati o kojem je vremenu dt riječ

$$\frac{dQ}{dt} = -\lambda S \frac{dT}{dz},$$

$\frac{dT}{dz}$ = gradijent temperature, razlika između temperature gornje i donje plohe sloja tvari određene debljine, kroz koji struji toplina,
S = površina plohe kroz koju prelazi toplina i
λ = koeficijent termičke vodljivosti.

Tvari s velikim λ dobri su vodiči topline. (Predznak minus stavlja se zato da bi se za toplinu Q koja struji prema padajućim temperaturama dobile pozitivne vrijednosti.) U tlu se toplina s površine prenosi u dublje slojeve pretežno kondukcijom, a ona je najneefikasniji način prenošenja topline, tj. toplina i s vrlo ugrijane površine prenosi se u dubinu vrlo sporo, pa se dnevne varijacije temperature tla osjete najviše do 60 cm (malokad do 1 m), a godišnje varijacije osjete se oko 19 puta dublje (do 13–19 m). Važna je činjenica da se – u usporedbi s morem – relativno malena količina topline u tlu troši za evaporaciju vode, pa više topline preostaje za direktno zagrijavanje tla. U usporedbi s morem, kopno akumulira znatno manju količinu topline, a goleme količine topline u dubljim slojevima ne mogu se iskoristiti jer toplina ne može doći do površine budući da se prenosi kondukcijom, tj. vrlo sporo. (Na mnogim vulkanima iz kojih izbija lava lako se može održati snježni pokrivač ako je temperatura zraka dovoljno niska; debljina toga snježnog pokrivača i njegovo trajanje ovise isključivo o temperaturi zraka.)

Velike površine na Zemlji stalno ili povremeno prekrivaju snijeg i led. Za klimu je dosta važna činjenica da je za kopnjenje snijega i leda potrebna određena količina topline. *Toplina taljenja* (ili latentna toplina taljenja) jest količina topline potrebna da se rastali 1 kg neke tvari, računajući od početka taljenja. Da bi okopnio 1 kg leda od 0 °C, potrebno je utrošiti 335 kJ topline. (Ta se toplina oslobodi pri zaleđivanju.) Toj toplini treba dodati toplinu koja je potrebna za zagrijavanje tijela do tališta da bi se dobila točna slika o klimatskoj važnosti snijega i leda. (U rano proljeće ili u kasnu zimu s prodorom topla zraka temperatura se ne može naglo podići sve dotle dok postoji snijeg na tlu, jer je za njegovo kopnjenje, kao i za evaporaciju vode, potrebno potrošiti goleme količine topline.) Ima li se na umu činjenica da snijeg i led imaju veliki albedo, onda se može nazrijeti njihovo klimatsko značenje. Veliki ledeni pokrovi prekriveni snijegom i zaleđeno more oko njih, kao i goleme površine kontinenata prekrivenih zimi snijegom, samim svojim postojanjem bitno pridonose hladnoći klime krajeva u kojima se nalaze.

Iako nema veće klimatsko značenje, spomenut ćemo i *toplinu sublimacije*[68]. To je toplina koju treba dovesti 1 kg leda ili snijega da se pri određenoj temperaturi iz kristaliničnog stanja neposredno pretvori u vodenu paru.

Isparavanje ili *evaporacija*[69] dinamički je proces pri kojemu se tijelu koje isparava mora dovoditi toplina (*toplina isparavanja* ili latentna toplina isparavanja). To je toplina koja je potrebna da jedinična količina neke tekućine na temperaturi vrelišta potpuno ispari. Ta ista količina topline (latentna toplina ili latentna toplina kondenzacije) oslobodi se pri kondenzaciji vodene pare. Da bi ispario 1 kg vode

[68] lat. *sublimare* – visoko uzdignuti
[69] lat. *evaporare* – ispariti

od 100 °C, potrebno je utrošiti 2 257 kJ topline; toj toplini treba dodati toplinu potrebnu za zagrijavanje vode da bi se dobila ukupna količina topline potrebna za evaporaciju. Budući da se evaporacija vode u prirodi događa uvijek ispod 100 °C, za evaporaciju 1 kg vode u 1 kg pare pri temperaturi 0–30 °C potrebno je utrošiti 2 500 kJ topline. Evaporacija je vrlo složen proces, pa postoji niz metoda mjerenja, odnosno izračunavanja evaporacije pomoću poznatih meteoroloških elemenata. Empirijska formula općeg oblika glasi

$$E = kv\,(e_w - e_a),$$

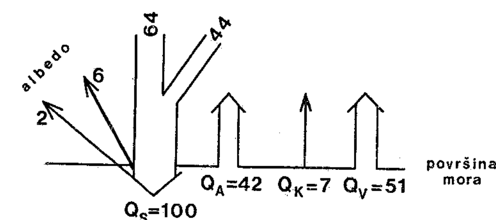
v = brzina vjetra u cm s^{-1},
$e_w - e_a$ = razlika između specifične vlage zasićene vodene pare pri temperaturi površine s koje isparava vodena para i specifične vlage zraka,
k = koeficijent proporcionalnosti; iznosi $2,5 \cdot 10^6$ g cm^{-3}.

Iz jednadžbe se može zaključiti da će evaporacija rasti s povećanjem brzine vjetra, a bit će veća u suhu nego u vlažnu zraku. Budući da $e_w - e_a$ ovisi o temperaturi vode i zraka, znači da će se evaporacija ubrzati zagrijavanjem vode, ali je taj odnos nešto kompliciraniji jer se evaporacija ubrzava ako postoji razlika između temperature vode i zraka u tom smislu da je voda toplija od zraka. Evaporacija naglo raste kad je zrak hladniji od vode, tj. kad u hladnom dijelu godine hladni zrak struji preko tople vode.

Voda je djelomično prozračna za Sunčevu radijaciju, pa će Sunčeva radijacija relativno duboko (u usporedbi s kopnom) prodrijeti u vodu. Apsorpcijom Sunčeve radijacije i dugovalne radijacije atmosfere voda će se zagrijati. Ti procesi ovise, prije svega, o čistoći vode, pa će dubina do koje prodire kratkovalna radijacija biti različita u raznim dijelovima mora. To ovisi o udaljenosti od obale; približavanjem obali prozirnost se zbog zamućenosti vode smanjuje. Osim toga, razni dijelovi spektra apsorbiraju se različitim intenzitetom. Crveni i infracrveni dio spektra kao i dugovalno protuzračenje atmosfere apsorbira se odmah u površinskom sloju (gornjih 10 cm), a dublje prodiru zeleni i plavi dio spektra, pa do 100 m dubine prodiru samo zrake s valnom duljinom 0,4–0,6 μm, ali su i one vrlo oslabljene. Može se uzeti da se praktički gotovo sva radijacija apsorbira u gornjih 10 m vode. Tako se toplinska energija raspodijeli na relativno debeo sloj vode, ali ne jednoliko. Turbulentnom izmjenom topline i kondukcijom te različitim salinitetom u malenim volumenima vode na površini i nešto dublje od nje (prouzročenih evaporacijom i hlađenjem vode) zajedno s utjecajem valova i morskih struja voda se neprekidno *miješa*. To pak uzrokuje stanovito izjednačenje temperature u površinskom sloju vode. Dnevna varijacija temperature (najčešće do 0,4 °C vrlo rijetko do 1 °C) osjeća se prosječno do 6 m dubine, a godišnja varijacija sve do 120 m, čak i više. U morskoj se vodi akumuliraju goleme količine topline u debelom sloju, a postoji mehanizam svojstven tekućinama kojim se toplina iz dubljih slojeva efikasno prenosi na površinu.

Veličina i brzina apsorpcije energije u moru kao i odavanje energije imaju golemo klimatsko značenje, jer je 70,8% Zemlje prekriveno vodom (sl. 57.). Zato ćemo posebno razmotriti energetsku bilancu svjetskog mora. Godišnja varijacija temperature morske vode može se shvatiti kao variranje oko neke srednje vrijednosti koju u relativno kraćem razdoblju možemo uzeti kao konstantnu veličinu. Zato bi u prosjeku u cijelome svjetskome moru dobivena toplina morala biti jednaka odanoj toplini. Bilanca energije u svjetskome moru Q_Σ sastojala bi se od zbroja komponenata:

$$Q_\Sigma = (Q_S - Q_A) - $$
$$- Q_K - Q_V - Q_T + Q_G + Q_E + Q_F + Q_R,$$



Sl. 57. Shema izmjene energije na površini mora; prosjeci za Zemlju u cjelini u % (F. Albrecht; izvor: G. Dietrich i K. Kalle, 1957.)

pri čemu je Q_S–Q_A toplina primljena ukupnom radijacijom, odnosno bilanca ukupne radijacije na površini mora, tj. Q_S je toplina koja nastaje apsorpcijom direktne i difuzne Sunčeve radijacije, Q_A je gubitak dugovalnom radijacijom koji nastaje iz razlike dugovalne radijacije mora i apsorbiranog protuzračenja atmosfere (efektivna radijacija), Q_K je gubitak topline turbulentnim i konvekcijskim prijenosom topline u zrak iznad mora, Q_V je gubitak topline evaporacijom morske vode, Q_T je gubitak topline prenošenjem vode morskim strujama i miješanjem vode, Q_G je dobitak topline kemijsko-bioloških procesima, Q_E je dobitak topline dovođenjem topline iz Zemljine unutrašnjosti, Q_F je dobitak topline

trenjem i Q_R je dobitak topline radioaktivnim raspadanjem.

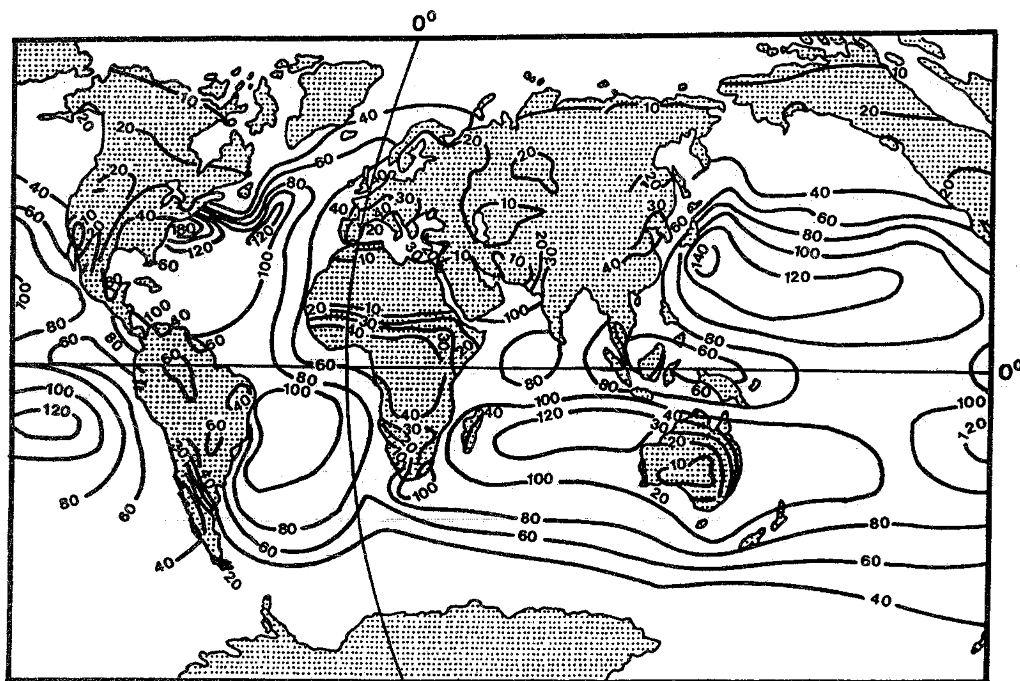
Za Q_S (apsorbirana direktna i difuzna radijacija) uzeto je 295 cal cm^{-2} dan^{-1}, a to je 42% radijacije koja dospije do gornje granice atmosfere; 64% radijacije čini direktna, a 44% difuzna. Od te se radijacije s površine reflektira 6%, a ispod površine 2% (64 + 44 = 108 – 6 – 2 = 100). Prema tome, Q_S = 100. Neki članovi jednadžbe energetske bilance mora u praksi se mogu zanemariti, pa bi energetska bilanca mora bila sasvim dovoljno točno izračunata kad bi se uzela u obzir samo prva četiri člana

$$Q = (Q_S - Q_A) - Q_K - Q_V.$$

Relativni udio pojedinih članova u realnim uvjetima vrlo je promjenljiv (npr. Q_S ne postoji noću; Q_K i Q_V nestaju kad se zaledi more.).

Istu količinu energije izgubi ocean; 51 jedinica potroši se za evaporaciju, 7 jedinica za konvekcijski i turbulentni prijenos topline u atmosferu, a 42 jedinice emitiraju se dugovalnom radijacijom. (Uzeta je u obzir apsorpcija protuzračenja atmosfere; 42 jedinice je razlika radijacije mora minus apsorpcija protuzračenja atmosfere. Utrošak energije: 51 + 7 + 42 = 100.) Bitno je zapamtiti da se u svjetskom moru golema količina topline troši za evaporaciju vode, pa mnogo manje topline ostane za njezino zagrijavanje.

U prethodnom smo razmatranju utvrdili golemu važnost evaporacije, ali na Zemlji u cjelini. Budući da je Zemlja nehomogena, jer se sastoji od oceana i kontinenata, i da k tome i na oceanima i na kontinentima postoje velike regionalne razlike u veličini evaporacije, za dublje razumijevanje raspodjele temperature na Zemlji potrebno je detaljnije razmotriti potrošnju topline za evaporaciju, jer je ta potrošnja vrlo važna za energetsku bilancu. Analizira li se sl. 58., ističe se velika razlika između oceana i kontinenata; zbog same prirode procesa, mnogo se više topline za evaporaciju troši nad morima nego nad kopnom na istoj geografskoj širini. Potrošnja topline za evaporaciju na morima znatno je veća od odgovarajućih veličina na kopnu, kao posljedica veće pozitivne bilance radijacije na moru nego na kopnu. Na velikim morima evaporacija se povećava u području toplih morskih struja, te općenito zbog veće vjetrovitosti morskih nego kopnenih površina. Međutim, velike regionalne razlike postoje i nad morima. Nad morima se najviše topline troši za evaporaciju u suptropskim područjima visokog tlaka, jer je apsorpcija radijacije jaka, a neprestano pušu vjetrovi koji odnose višak vodene pare. Uz



Sl. 58. Srednja godišnja potrošnja topline za evaporaciju (kcal cm^{-2} godina^{-1}) (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva 1964.)

ekvator i u izvantropskim širinama potrošnja topline za evaporaciju naglo opada: uz ekvator opada zbog prosječno slabe vjetrovitosti i smanjenja deficita vlage, a izvan tropa zbog nagla smanjenja apsorbirane radijacije. Na evaporaciju iz mora bitno utječu i morske struje; u područjima toplih morskih struja potrošnja topline za evaporaciju naglo raste (pred istočnom obalom Sjeverne Amerike, pred istočnom obalom Azije). Suprotno tome, u područjima gdje teku hladne morske struje potrošnja topline za evaporaciju naglo opada. Dakle, na oceanima je maksimalna potrošnja topline za evaporaciju u suptropima. Na 50–70°, gdje je radijacijska bilanca na morima i na kopnu približno jednaka, trošenje topline za evaporaciju na moru mnogo je veće nego na kopnu. To se objašnjava potrošnjom veće količine topline u oceanima, a koju donose tople morske struje.

Na kontinentima je potrošnja topline za evaporaciju najveća u vlažnim i toplim krajevima. S povećanjem geografske širine evaporacija se smanjuje; smanjenje potrošnje topline za evaporaciju još je izrazitije u aridnim krajevima gdje nema vode za čiju bi se evaporaciju trošila toplina. Srednje zonalne veličine trošenja topline za evaporaciju na kontinentima imaju glavni maksimum uz ekvator. Sjevernije i južnije od ekvatorskog pojasa, u suptropskim zonama visoka tlaka, količina topline utrošene za evaporaciju naglo se smanjuje. S porastom geografske širine evaporacija opet nešto poraste, a to je posljedica povećanja količine padalina; s porastom evaporacije, prirodno, raste i potrošnja topline za evaporaciju. U još višim geografskim širinama utrošak topline za evaporaciju se smanjuje zbog općenito niskih temperatura.

Razlike u zagrijavanju kopna i mora mogu se ovako rezimirati. Zbog različitih fizičkih svojstava vode i sastavnih dijelova kopna, ista količina topline koja se apsorbira na jediničnoj površini mnogo će jače zagrijati kopno nego more. Međutim, u istom će se periodu kopno brže i jače ohladiti nego more. Budući da se atmosfera zagrijava pretežno od podloge, opisane razlike bitno će utjecati na temperaturu zraka. Tako se dolazi do pojma *kontinentalnosti i maritimnosti* (ili oceaniteta) *temperaturnog režima, odnosno klime uopće*. Kontinentsku klimu karakteriziraju *velike* amplitude temperature, tj. velike razlike između noćnih i dnevnih, odnosno zimskih i ljetnih temperatura, a za maritimnu su klimu značajne *malene* razlike između dnevnih i noćnih, odnosno ljetnih i zimskih temperatura. Velike rezerve topline u oceanima nasuprot malenoj količini topline akumuliranoj u tlu, uzrok su stanovitog vremenskog neslaganja u nastupanju sezonskih minimalnih i maksimalnih temperatura. Minimalne i maksimalne srednje mjesečne temperature zraka iznad mora nastupaju 1–2 mjeseca *kasnije* nego na kopnu.

Na opisanim fizičkim svojstvima temelji se velika klimatska važnost *geografske raspodjele kopna i mora*. Veličina tog utjecaja proizlazi: a) iz površine kontinenta i mora i b) iz njihove prostorne raspodjele, pri čemu je bitan odnos prema dominantnim vjetrovima. Kontinenti i oceani nisu jednoliko raspodijeljeni, a njihove su površine različite, pa će to znatno utjecati na klimu čitavih dijelova svijeta. Točno 70,8% (ili 361 mil. km^2) od 510 mil. km^2, koliko iznosi površina Zemlje, prekriveno je morem (površina kopna iznosi 149 mil. km^2 ili 29,2% površine Zemlje). To znači da je najveći dio Zemlje pod utjecajem maritimnosti. Ipak, važnije je kako je na kopnu, jer na njemu živi praktički čitavo čovječanstvo. Isto je tako važna za klimu činjenica da su kopno i more neravnomjerno raspodijeljeni na sjevernoj i južnoj hemisferi. Južna hemisfera izrazito je oceanska (80,9% površine je more), ali more preteže i na sjevernoj hemisferi (60,7%), međutim ne toliko koliko na južnoj. *Bitno je važna činjenica da kopno preteže u pojasu između 45° N i 70° N, gdje ono zauzima 60% površine te zone.* Suprotno je na južnoj hemisferi, gdje u istoj zoni kopno zauzima samo 5% površine.

1.3.2.4. DNEVNI HOD TEMPERATURE ZRAKA.

Dnevni hod temperature (dnevna varijacija temperature) jest promjena temperature u tijeku dana (tj. u tijeku 24 sata). Dnevni hod temperature u jednoj točki posljedica je odnosa primljene i odane energije, odnosno topline. Da bismo potpuno shvatili dnevni hod temperature i njegov odnos s dnevnim hodom radijacije, treba zapamtiti sljedeće. Temperatura nije najniža u momentu izlaza sunca, niti je najviša kad ono prolazi kroz meridijan promatrane postaje, nego je najniža nešto *poslije* izlaza sunca, a najviša nešto *poslije* njegova najvišeg položaja. Posljedica je to odnosa primljene i odane energije. Sve dok podloga emitira više dugovalne radijacije nego što primi energije apsorpcijom kratkovalne i dugovalne radijacije, odnosno sve dok podloga troši više topline nego što je prima, temperatura pada. Kad se izmjena energije izjednači, temperatura je na najnižoj točki. I obratno, kad je primljena energija veća od potrošene, temperatura raste. Maksimalna je temperatura onda kad se izjednače apsorpcija i emisija energije; to traje kratko vrijeme, a poslije toga je gubitak topline veći od primitka pa temperatura pada. Zato je u umjerenim širinama maksimalna temperatura između 13 i 14 h.

Na dnevni hod temperature utječu i ostali oblici prenošenja topline. Toplina se s podloge prenosi u zrak konvekcijom i turbulentnom difuzijom, a iz zraka u podlogu turbulentnom izmjenom topline. To znači da temperatura zraka neće ovisiti samo o bilanci ukupne radijacije, nego i o advekciji topline, pa ona nerijetko može poremetiti opisani dnevni hod temperature. Utjecaj advekcije osobito je velik u obalnim krajevima.

Fizička raznolikost Zemlje diktirala je međunarodni dogovor o mjerenju temperature, jer se samo tako mogu uspoređivati temperature raznih postaja. Mjerenje dnevnih temperatura je posebno važno jer se sve druge temperature *izračunavaju* pomoću njih. Srednja dnevna temperatura T_d izračunava se pomoću izmjerene temperature u terminima motrenja u 7, 14 i 21 h, a pokazalo se da najbolje rezultate daje jednadžba

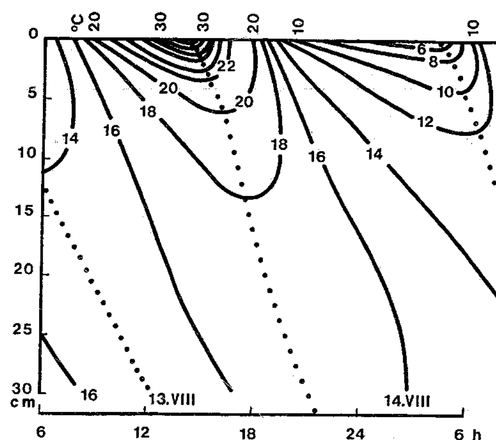
$$T_d = \frac{1}{4}(T_7 + T_{14} + 2T_{21}).$$

U meteorološkoj praksi upotrebljavaju se i sljedeći termini:

- *ledeni dan*, dan s $T_{min} \leq -10$ °C,
- *studeni dan*, dan s $T_{max} < 0$ °C,
- *hladni dan*, dan s $T_{min} < 0$ °C,
- *dan s toplom noći*, dan s $T_{min} \geq 20$ °C,
- *topli dan*, dan s $T_{max} \geq 25$ °C i
- *vrući dan*, dan s $T_{max} \geq 30$ °C.

Za hladni dan upotrebljava se i naziv dan s mrazom. Posebno je važan srednji broj hladnih dana, zatim srednji početak i svršetak razdoblja u kojemu se pojavljuju hladni dani te srednje trajanje razdoblja u kojemu nema hladnih dana, ili tzv. *bezmrazni period*.

Da bi se što bolje shvatio dnevni hod temperature zraka, tek sada ćemo prikazati dnevni hod temperature u tlu i na njegovoj površini, jer je to presudno za temperaturu zraka iznad podloge. Za dnevno zagrijavanje, odnosno hlađenje atmosfere bitno je upoznati kako se apsorbirana toplina širi s površine tla u dublje slojeve. Na sl. 59. prikazano je već klasično istraživanje tog procesa u jednoj postaji u Finskoj. Toplina u tlu prenosi se s površine u dublje slojeve pretežno kondukcijom, pa će bitna biti toplinska vodljivost tla, ali tome treba dodati i količinu vode u tlu i poroznost. U nekim danima bit će važna i temperatura vode koja kao kiša padne na tlo i ono je upije, ili pak temperatura vode koja nastaje kopnjenjem snijega. Budući da je tlo slab vodič topline, toplina se u tlu vrlo sporo širi prema dubljim slojevima. Posljedica takva svojstva tla jest poznata činjenica što se dublji slojevi zagrijavaju sa



Sl. 59. Širenje topline u tlu kondukcijom; Vakkaraise u Finskoj, 13. i 14. VIII. 1893. (T. Homèn, 1897.)

stanovitim *zakašnjenjem* za površinom tla. Što je dubina veća, maksimalna se temperatura pojavljuje kasnije. Zato točkaste krivulje koje spajaju maksimalne temperature na raznim dubinama skreću udesno. Nešto dublje od 30 cm maksimalna je temperatura tla u ponoć, na dubini od 5 cm maksimum zaostaje 2 sata, na 20 cm već 5 sati. Iz raspodjele izopleta lako se vidi da vertikalni gradijent temperature naglo opada prema dubini, a to znači da je najveći dio topline »sabijen« u tankom površinskom sloju. Osim toga, dnevna amplituda temperature naglo se smanjuje u dubljim slojevima da bi na stanovitoj dubini posve nestala.

Tako je kad se promatraju sati u kojima je temperatura tla pod utjecajem apsorpcije kratkovalne radijacije, a sunce je iznad horizonta. Promotrimo pomnije kakva je raspodjela temperature tla noću. Prije izlaza sunca (14. VIII, temperatura je na samoj površini nešto niža od 5 °C, a u dubljim slojevima raste na 6 °C, na 8 °C, na 10 °C itd.). Dakle, noću je dijametralno suprotno nego danju; temperatura tla raste noću s povećanjem dubine (danju opada). Posljedica je to jake terestričke radijacije površine tla. Budući da je pritjecanje topline iz toplijih dubljih slojeva opet vrlo sporo, površina tla dugovalnom radijacijom izgubi više topline nego što dobije dovođenjem iz dubljih slojeva, apsorpcijom protuzračenja atmosfere i turbulentnom difuzijom. I tu vrijedi zakon o zakašnjavanju pojave minimalne temperature u raznim dubinama: s povećanjem dubine tla minimalna se temperatura pojavljuje sve kasnije. (Na sl. 59. vidi se da je na dubini oko 30 cm najniža temperatura tla bila u – podne.)

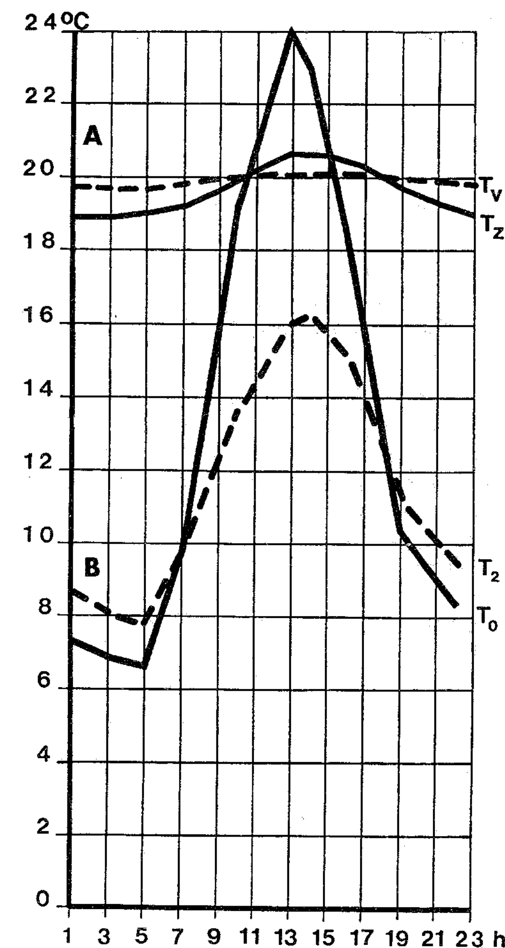
U dnevnom hodu temperature razlikuju se dva osnovna tipa: *maritimni* ili oceanski i *kontinentski*.

Kopno se brže zagrijava i brže hladi od vodene površine, pa će i dnevni hod temperature iznad kontinenta biti izrazitiji nego iznad oceana, odnosno razlike između maksimalne i minimalne dnevne temperature, tj. dnevna će amplituda temperature biti veća na kontinentu nego iznad oceana ili na obali kontinenta koji je pod jakim utjecajem oceana. Većinom je riječ o srednjoj dnevnoj amplitudi, jer se ona računski dobiva iz srednjih maksimalnih i srednjih minimalnih dnevnih temperatura. Temperatura zraka pod utjecajem insolacije (i dugovalne radijacije) ima karakterističan periodički dnevni (i godišnji) hod, ali je on često izložen aperiodičkim promjenama pod utjecajem prodora topla i hladna zraka, transformacije zračnih masa, evaporacije i kondenzacije. Zato se govori o periodičkim i aperiodičkim dnevnim varijacijama temperature, odnosno o periodičkoj i aperiodičkoj dnevnoj amplitudi temperature. Kad se govori o dnevnoj amplitudi temperature, pod tim se misli na periodičku dnevnu amplitudu. Periodička amplituda temperature je razlika najviše i najniže temperature u srednjem dnevnom hodu temperature za mjesec. Aperiodička amplituda temperature je razlika između srednje maksimalne i srednje minimalne mjesečne temperature. Aperiodička dnevna amplituda dobiva se iz podataka maksimalnog i minimalnog termometra koji pokazuje maksimalnu i minimalnu temperaturu, ali ne i sat kad su bile te temperature.

Dnevne amplitude temperature iznad kontinenata naglo opadaju s visinom, pa npr. na 1 000 m iznad Berlina temperatura u zimskom danu varira za samo 1 °C, a u ljetnom danu za 2 °C. (To je primjer da se atmosfera vrlo slabo zagrijava apsorpcijom Sunčeve radijacije; najveći dio topline dolazi sa Zemljine površine.)

Da bi se te razlike što lakše zapamtile, dat ćemo jedan primjer, dnevni hod temperature daleko na pučini Atlantskog oceana i dnevni hod temperature u Beogradu (sl. 60.). U oba su primjera prikazani dnevni hodovi temperature na površini tla, odnosno na površini vode te iznad njih. Očito je da je dnevna amplituda temperature u Beogradu neusporedivo veća nego na Atlantiku. U Beogradu je dan izrazito topliji od noći, a nad Atlantikom je ta razlika vrlo malena. Zanimljivo je usporediti i dnevni hod temperature na površini podloge te u zraku. Dnevna amplituda temperature vode iznosi samo 0,5 °C (tj. atlantska se voda jedva nešto više zagrije oko podneva u odnosu prema noćnim temperaturama!), a dnevna amplituda temperature zraka iznosi 1,7 °C. Zrak je topliji od vode samo u podnevnim satima, a u većem je dijelu dana i noći voda toplija od zraka. Takva raspodjela temperature posljedica je jače apsorpcije kratkovalne radijacije u vrlo vlažnu zraku iznad vode danju. Važan regulator dnevnoga hoda temperature je velika potrošnja topline za evaporaciju vode.

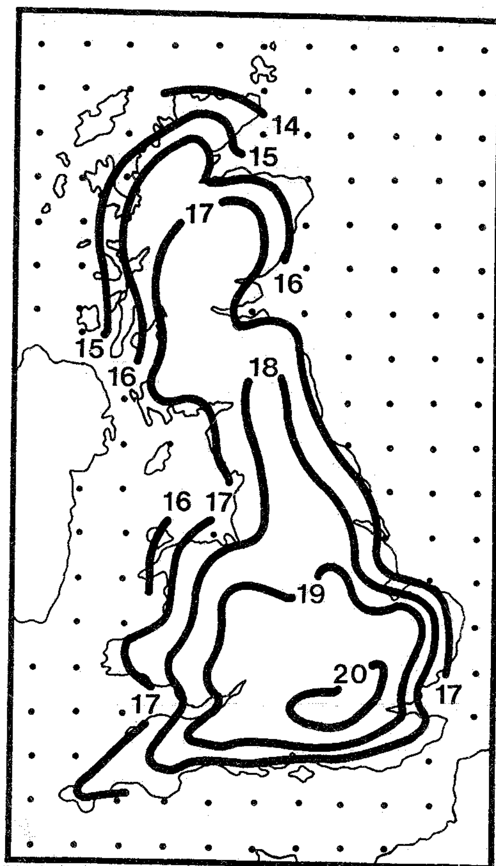
Razmotrimo sada dnevni hod temperature zraka u Beogradu na 2 m visine i na samom tlu (0 m). Kao i nad oceanom, postoje dva dijela krivulja, dnevna i noćna. Danju se tlo brzo i jako zagrijava, pa mu temperatura naglo raste do maksimuma u 13 h, a poslije toga isto tako naglo opada. Temperatura zraka na 2 m visine znatno je niža od temperature tla. Dakle, danju je nad kontinentom tlo toplije od zraka iznad njega (tako je u pravilu). Obratno je noću. Tlo



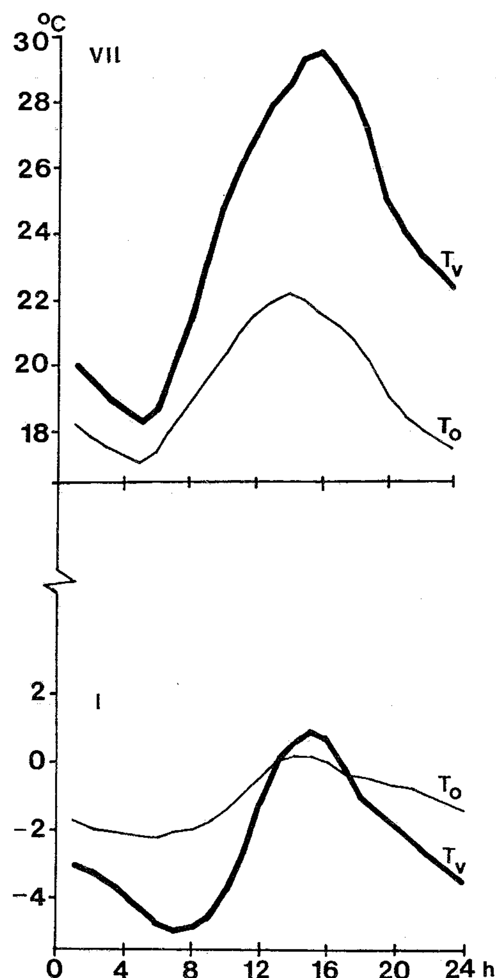
Sl. 60. A, dnevni hod temperature vode (T_V) i zraka (T_Z) na Atlantiku na 30° N i B, dnevni hod temperature tla na 0 m (T_0) i temperature zraka na 2 m (T_Z) u Beogradu (srednji godišnji dan 1902-1906. god.) (izvor za B: P. Vujević, 1948.)

se jače ohladi od zraka na 2 m visine, pa je noću zrak topliji od tla (odnosno noću je tlo hladnije od zraka).

U ostalim dijelovima svijeta postoje u biti slični dnevni hodovi; razlika je samo u amplitudi. Između tih dvaju ekstrema nalaze se obalne postaje koje su pod uzajamnim utjecajem kopna i mora. Taj se utjecaj ne očituje samo duboko u kontinentu; on je prisutan već na nešto većim otocima. Pokažimo kako to izgleda u Britaniji (sl. 61.). Srednja maksimalna dnevna temperatura u srpnju u 13 h savršeno odgovara raspodjeli kopna i mora. Budući da more snizuje maksimalnu temperaturu, a kopno je povećava, srednja maksimalna dnevna temperatura raste od obale prema unutrašnjosti. Taj se utjecaj isprepleće s utjecajem geografske širine; naime, Britanija je dovoljno velika da se taj utjecaj može opaziti. Zato je srednja maksimalna temperatura u 13 h u srpnju viša na jugu Engleske (17–20 °C) nego u Škotskoj (14–17 °C). Zato se najtopliji »otok« nalazi na jugu, ali je očito da je pod termičkim utjecajem kopna i pretežno zapadnog strujanja pomaknut na istok, a nije u geometrijskom središtu otoka. Onaj koga pobliže zanima taj problem može zapamtiti još jedan sitan detalj. Zapadna Škotska, koja se nalazi pod neprekidnim utjecajem Atlantika, koji je ljeti svjež i sporo se i slabo zagrijava, u srpnju je u 13 h nešto hladnija od istočne Škotske. Ta diferencijacija ne postoji u Engleskoj. Obje su obale gotovo jednako tople (izolinija od 17 °C poklapa se s obalom) jer se na zapadu od Engleske nalazi relativno toplija Irska, pa se tako djelomično poništi rashlađujući utjecaj Irskog mora. (Da nema Irske, zapadna bi Engleska u srpnju u 13 h imala nešto niže temperature nego što ih ima danas; tada bi postojala asimetrija kao i u Škotskoj.) Slabiji termički utjecaj Sjevernog mora od termičkog utjecaja engleskoga kopna uz istočnu obalu opaža se u primjetno većoj gustoći izotermi uz obalu Sjevernog mora nego na zapadu uz obalu Irskog mora.



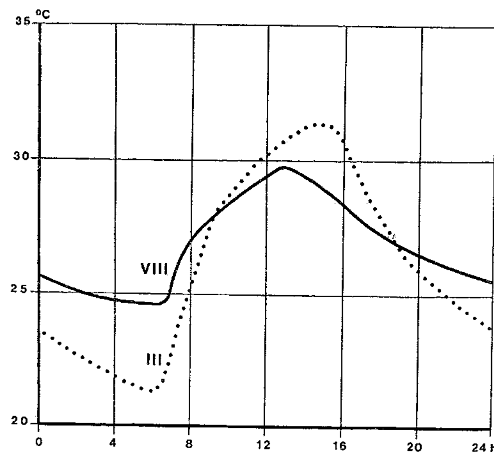
Sl. 61. Srednja maksimalna dnevna temperatura u srpnju u 13 h u Britaniji (P. G. Wickham, 1966.)



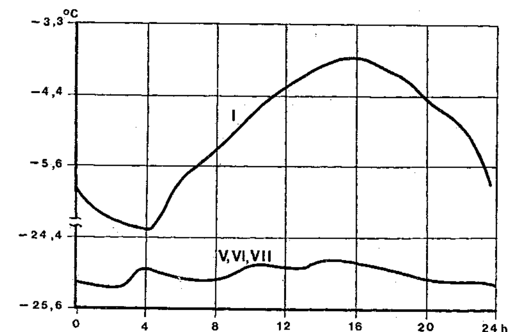
Sl. 62. Srednji dnevni hod temperature zraka u Zagreb-Griču u srpnju i siječnju 1941. – 1950.; T_v – vedri dani, T_o – oblačni dani (B. Penzar, 1977a.)

Da bismo potpunije shvatili dnevnu varijaciju temperature upozorit ćemo na još neke detalje. Pokažimo najprije kakav je utjecaj naoblake na dnevni hod temperature; za primjer ćemo uzeti Zagreb (sl. 62.). Utjecaj naoblake na dnevni hod temperature je direktan, tj. odmah se primijeti, a jak je zato što omogućuje, odnosno smanjuje pritjecanje kratkovalne radijacije, a smanjuje gubitak terestričke radijacije pojačanjem protuzračenja atmosfere. Usporedbom dnevnoga hoda temperature u siječnju i srpnju opaža se da je dnevna amplituda u vedrim danima veća u srpnju (dakle, općenito ljeti) nego u siječnju (odnosno zimi). Srednja dnevna amplituda pri vedru nebu u srpnju iznosi 11,2 °C, a u siječnju 5,9 °C. Srednja dnevna amplituda po oblačnom vremenu u srpnju (5,1 °C) ipak se razlikuje od siječanjske amplitude (2,4 °C). Treba upozoriti na zakašnjenje maksimuma po vedru vremenu. Dakle, vedrina povećava dnevnu amplitudu; sada nam je jasno zašto. Po vedru vremenu jaka je kratkovalna radijacija, a znatan se dio apsorbira u tlu i intenzivno zagrijava zrak, a noću se veliki gubitak terestričke radijacije ne može nadoknaditi relativno slabim protuzračenjem atmosfere u kojoj nema mnogo vodene pare.

Najveće dnevne amplitude temperature bit će u pustinjama jer se danju toplina ne troši za evaporaciju vode, a noćna terestrička radijacija – zbog male količine vodene pare u zraku – lako se »probije« kroz atmosferu i izgubi u svemiru. U Sahari su zabilježene dnevne amplitude do 43 °C, tj. temperatura noću ponekad padne do ledišta, a u podne je vruće. (Još veće amplitude postoje na površini tla; zabilježene su dnevne amplitude pustinjskog pijeska do 50-60 °C jer se on katkad zagrije i do 80 °C, ali to ovisi o boji pijeska.) Ipak, treba upozoriti na opasnost generaliziranja. Nipošto ne smijemo misliti da u Sahari (i drugim pustinjama) svake noći temperatura padne ispod ledišta, a da je danju paklenski vruće. Noćni pad temperature do ledišta, ili čak ispod njega, moguć je samo u *hladnom* dijelu godine, napose poslije prodora hladna zraka. Dnevni maksimum može biti visok zato što su i zimi dani uglavnom vedri, a sunce nije jako nisko, tako da se tlo u podne relativno vrlo zagrije. Ekstremno velike dnevne amplitude temperature postoje u tropima na velikim nadmorskim visinama. U bolivijskoj puni i u Puni de Atacama na 3 500–5 000 m izmjerene su do sada najveće dnevne amplitude, čak do 50 °C. Noću temperatura padne do –20 °C, a u podne sljedećeg dana poraste na 20 °C–30 °C.

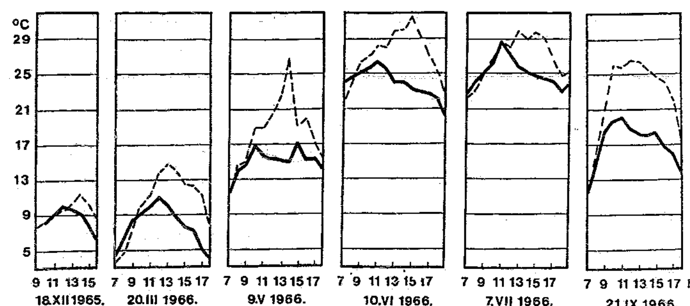


Sl. 63. Srednji dnevni hod temperature u Manili u kolovozu i ožujku (W. G. Kendrew, 1957.)



Sl. 64. Srednji dnevni hod temperature na polarnoj postaji McMurdo Sound, Antarktik, u siječnju te svibnju, lipnju i srpnju (W. G. Kendrew, 1957.)

U velikim dijelovima svijeta, odnosno u tropima i suptropima, ekstremni mjeseci ne moraju biti siječanj i srpanj, pa će dnevni hod temperature biti korisnije pratiti neposredno prije početka kišnog perioda i u jednome od najkišovitijih mjeseci. Na sl. 63. prikazan je utjecaj ljetnog monsuna na dnevni hod temperature u Manili, na Filipinima. Ožujak je relativno suh i vedar mjesec, pa je i dnevna amplituda temperature relativno velika; noći su ugodno svježe, danju je vruće, ali ne i previše sparno jer je naoblaka slaba. Dolaskom ljetnog monsuna vrlo se poveća naoblaka i količina vodene pare u zraku danju i noću. Tako se danju relativno smanjuje apsorpcija kratkovalne radijacije, a noću se smanjuje dugovalno ohlađivanje. Posljedica toga je smanje-



Sl. 65. Dnevni hod temperature zraka na 10 cm visine na prisojnoj (isprekidane crte) i osojnoj (pune crte) padini Limskoga kanala u Istri (Lj. Ilijanić, 1970.)

nje dnevne amplitude. Noći su toplije nego u predmonsunskom razdoblju, a maksimalne dnevne temperature nešto su niže.

Dnevni hod temperature znatno se komplicira u polarnim krajevima gdje nema regularne smjene dana i noći (sl. 64.), nego je sunce neprekidno iznad horizonta ili pak neprekidno ispod njega. Na slici je prikazan dnevni hod temperature u jednoj polarnoj postaji na Antarktiku. Dnevna amplituda temperature ljeti (siječanj) prilično je velika iako se sunce neprekidno nalazi iznad horizonta; međutim, ipak postoji razlika u visini sunca (u tijeku 24 sata), tj. mijenja se veličina upadnoga kuta Sunčevih zraka, a time se mijenja i albedo, glavni regulator temperature podloge. Posljedica je stanovita razlika zbog nešto jačeg zagrijavanja zraka u »podnevnim« satima u odnosu prema slabijem zagrijavanju u »noćnim« satima kad je sunce niže (ali ne ispod horizonta!). U zimskim mjesecima (svibanj, lipanj, srpanj, na sl. 64.), kad je sunce neprekidno ispod horizonta (polarna noć), ne primjećuje se nikakva periodičnost; advekcija topline sa susjednih mora bitno je važan regulator »dnevnoga« hoda temperature. Budući da pritjecanje topline advekcijom nije periodičan proces, nego ovisi o sinoptičkoj situaciji, porast temperature u vezi s prodorom topla zraka, ili pad temperature u vezi s prodorom hladna zraka, krajnje je nepravilan proces.

Ekspozicija jako utječe na život biljaka jer ona indirektno utječe na intenzitet insolacije, a to se konačno odražava i u temperaturi prisojne i osojne padine; taj je problem izuzetno važan u fitogeografskim studijama. Prikazat ćemo rezultate istraživanja utjecaja ekspozicije (dakle, reljefa) u Limskom kanalu na dnevni hod temperature (sl. 65.). Odmah se moramo prisjetiti da se Limski kanal pruža od zapada prema istoku, pa je prisojna padina na sjevernoj obali kanala, a osojna na južnoj. Temperatura zraka mjerena je na 10 cm visine jer je ta visina važnija za vegetaciju nego ona od 2 m. Odmah se mogu uočiti velike razlike u temperaturi zraka na prisojnoj i osojnoj padini, ali su te razlike velike danju, a smanjuju se noću. Budući da to nisu neke srednje vrijednosti, nego dnevni hodovi temperature u realnim uvjetima, razlike su između pojedinih dana velike zato što je riječ o raznim dijelovima godine, a na hodove su utjecali i naoblaka, vlažnost tla te bujnost vegetacije. Prikazani su samo dijelovi koji se odnose na svijetli dio dana. Rane jutarnje temperature prisojne padine iste su ili često niže od temperature na osojnoj padini. To se može objasniti uvjetima insolacije u razdoblju između proljetnog i jesenskog ekvinokcija, kad sunce odmah poslije izlaza najprije obasjava osojnu padinu, a prisojna je još neko vrijeme u sjeni. Isto vrijedi i za kratko razdoblje neposredno prije zalaza sunca. Možda stanovitu važnost ima i inverzija temperature. Malo pozornije promatranje pokazuje da postoji zakašnjenje maksimuma temperature na prisojnoj padini u odnosu prema maksimumima na osojnoj. S porastom visine temperaturne se razlike između obiju padina smanjuju. Na južnoj, tj. prisojnoj padini (sjeverna obala Limskoga kanala), gdje je tlo suše, a zrak topliji i suši, razvile su se eumediteranske zajednice. Po svojim značajkama ta je vegetacija »južnije« od zonalne vegetacije u okolici. Osojna padina, padina okrenuta prema sjeveru (južna obala Limskoga kanala), prekrivena je šumom i grmljem, s više vrsta koje se inače nalaze u višim geografskim širinama. Tako je pod utjecajem ekspozicije (tj. reljefa) nastala svojevrsna inverzija biljnog pokrivača. Mediteranski florni element je na osojnoj padini (južna obala kanala) zastupljen sa 20,3%, a na prisojnoj (sjeverna obala kanala) sa 55,1%!

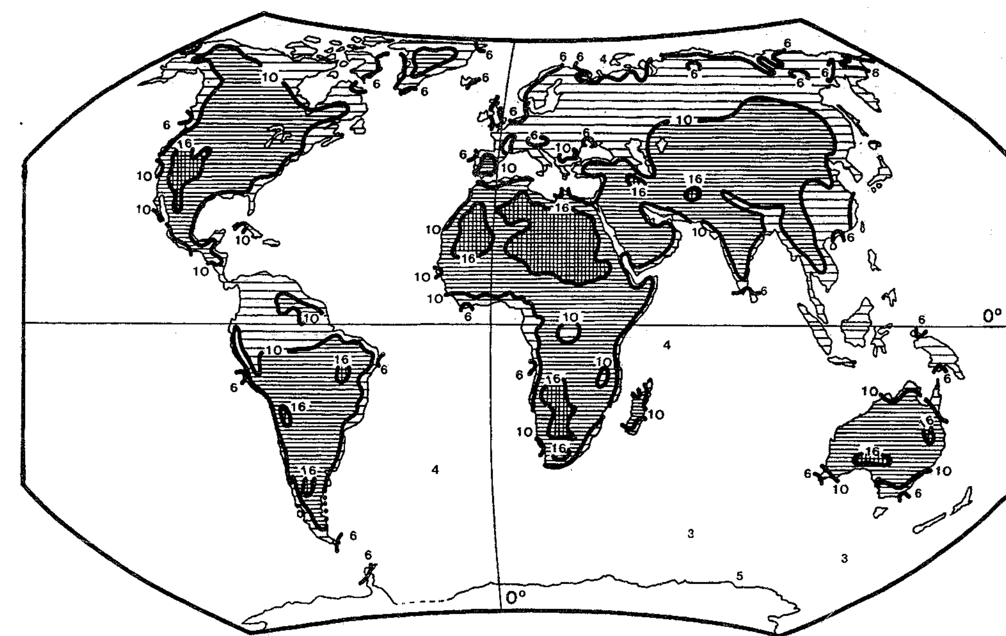
K. H. Paffen (1966.) konstruirao je kartu raspodjele *dnevne* (aperiodičke) *amplitude temperature* na Zemlji (sl. 66.). Raspodjela srednje dnevne amplitude, čak kad je riječ o srednjim godišnjim vrijednostima, odličan je indikator maritimnosti i kontinentalnosti klime. Budući da nema sistematskih podataka s golemih oceanskih prostora, dnevna je amplituda prikazana samo na kontinentima. Ipak, već postoji dovoljno makar i fragmentarnih podataka na

temelju kojih se može zaključiti da je srednja dnevna amplituda temperature zraka nad oceanima uvijek manja nego nad kopnom na istoj geografskoj širini. Vrlo je važno u kojim je dijelovima svijeta (i u kojem dijelu godine) voda toplija ili hladnija od zraka. Čini se da vrijedi pravilo da je dnevna amplituda temperature zraka nad oceanom najmanja uz ekvator (1–1,5 °C), a da raste s povećanjem geografske širine (oko 2 °C), pa se maksimum nalazi u umjerenim širinama. U višim geografskim širinama srednja dnevna amplituda temperature zraka iznad mora ponovno pada.

Raspodjela srednje dnevne amplitude na Zemlji pokazuje da se na njoj odražava niz faktora. Jasno izražena planetarna zonalnost upućuje na genetsku vezu s raspodjelom radijacije, tj. postoji solarno-klimatska osnova, zatim se vidi promjena širine pojasa i meridionalnog položaja zona zbog nejednolike raspodjele kopna i mora. Širina zona povećava se od zapada prema istoku. Različite vrijednosti srednje dnevne amplitude u perifernim i centralnim dijelovima kontinenata odraz su kontrastnih utjecaja kopna i mora. Zatim slijedi utjecaj nadmorske visine, ekspozicije, oblika reljefa, vrste tla, vlažnosti tla, količine vodene pare u zraku, zato srednja dnevna amplituda temperature veoma varira od mjesta do mjesta. Lokalni uvjeti važniji su u pojedinim mjesecima ili danima nego u godišnjem prosjeku. Ali, za takvo istraživanje potrebna je gusta mreža postaja.

Analizom sl. 66. brzo se uočava ekvatorska zona s malenom dnevnom amplitudom temperature; u srednjoj Africi iznosi 10–12 °C, u Amazoniji 8–10 °C, na azijsko-australskim otocima 6–8 °C, s minimumom čak samo 4 °C. Tu je očit utjecaj oceanskog režima, odnosno poznata je činjenica da u ekvatorskom pojasu postoji malena razlika između kopna i mora. Ta ekvatorska zona minimalne dnevne amplitude obuhvaća pojas 8° N – 8° S, ali u Srednjoj Americi granica prodire do 16° N, a u azijsko-australskom otočnom prostoru do 15° N i 15° S. Sjeverno i južno od ekvatorske zone male dnevne amplitude temperature nalazi se suptropska zona velike dnevne amplitude temperature, a točno se poklapa s pojasom vrućih pustinja. Zato je najveće neprekidno područje s velikom dnevnom amplitudom temperature u sjevernoj Africi. Ostala se područja, ni veličinom prostora, ni veličinom dnevnih amplituda, ne mogu usporediti s tim saharskim područjem. Dnevne amplitude temperature iznose 13 – 16 °C, a u centralnom području čak i ≥ 18 °C.

Jasno se ističe odstupanje od zonalnosti u Sjevernoj Americi, gdje je zapravo riječ o »otoku« velike dnevne amplitude, tako da se istočno od njega nalazi područje s mnogo manjom dnevnom amplitudom (u jugoistočnom dijelu Sjeverne Amerike 30–42° N iznosi 10 °C, a na istoj geografskoj širini na zapadu 17 °C). U najsušem dijelu Indijskog poluotoka prodire »klin« velikih dnevnih amplituda du-



Sl. 66. Srednja dnevna amplituda temperature na Zemlji (K. H. Paffen, 1966.)

boko na jug, a u visokoj Aziji prodire na sjever. Dalje na sjeveru u umjerenim širinama (za odgovarajuće geografske širine na južnoj hemisferi nema podataka) i u subpolarnoj zoni dnevne su amplitude temperature male; osobito je mala u područjima pod utjecajem mora (Malye Karmakuly na Novaji zemlji i otok Grimsey na Svalbardu 3,9 °C. Iste su vrijednosti na obali Norveške, na sjevernoj i zapadnoj obali Britanije, na Lofotima, Helgolandu itd.). Tako je i u zoni glavnih zapadnih vjetrova na južnoj hemisferi, ali su to mahom otoci (otok Heard i Macquarie i dr. 3,1–3,3 °C). U polarnim područjima prekrivenima ledom dnevna amplituda temperature opet raste (Eismitte na Grenlandu 12 °C, Little America na šelfskom ledu na obali Rossova mora 10,6 °C).

Općenito bi se moglo reći da je dnevna amplituda u svijetu malena u oblačnim područjima. To znači da je dnevna amplituda temperature malena u visokim planinama s velikom naoblakom, kao što su Himalaja, Coast Mountains uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike, planine uz obalu Aljaske, sjeverne i južne Ande itd., a dnevna je amplituda temperature velika u planinama s manjom naoblakom. Za to su najbolji primjer planine u Tibetu te srednje Ande. U tropskim planinama dnevna amplituda temperature raste u odnosu prema susjednim dolinama; to osobito vrijedi za suptrope. Tako npr. Quiaca u argentinskoj puni, 22° S, na 3 500 m visine, ima srednju dnevnu amplitudu temperature 22,6 °C, a u suhim zimskim mjesecima čak 26,6 °C. Quito na ekvatoru, na 2 850 m visine, ima srednju dnevnu amplitudu 14,4 °C, ali je to još 5 °C više nego u gornjem toku Amazone. Slično je i u Africi. Relativno velika dnevna amplituda je na suhim zapadnim obalama kontinenta na prijelazu tropa u suptrope, ali je ona znatno manja kad se usporedi s dnevnom amplitudom na istoj geografskoj širini nešto dublje u pustinjskoj unutrašnjosti. Posljedica je to djelovanja pustinja i hladnih morskih struja koje teku uz tu obalu. Tako npr. Port Etienne u zapadnoj Africi ima srednju dnevnu amplitudu 13,3 °C. Srednje dnevne amplitude smanjuju se pod utjecajem velikih jezera, pa je taj utjecaj osobito očit oko američkih Velikih jezera i Kaspijskog jezera. Koliki će biti utjecaj jezera, bitno ovisi o dnevnoj cirkulaciji zraka, preteže li vjetar s jezera ili s kopna.

1.3.2.5. GODIŠNJI HOD TEMPERATURE.

Srednje dnevne temperature su elementarne veličine na temelju kojih se *izračunavaju srednje mjesečne temperature*. Tako se npr. za mjesec sa 30 dana srednja mjesečna temperatura izračuna pomoću jednostavnog izraza

$$\overline{T}_m = \frac{1}{30}(\overline{T}_1 + \overline{T}_2 + \ldots + \overline{T}_{29} + \overline{T}_{30}),$$

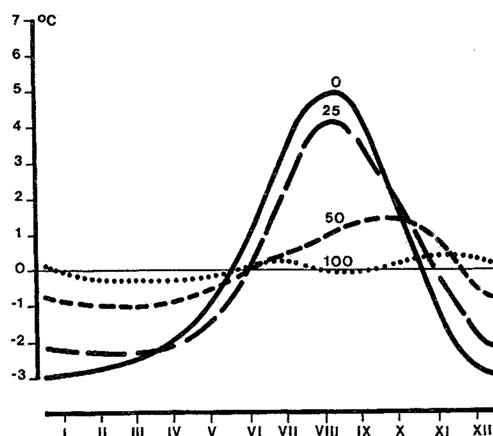
pri čemu su $\overline{T}_1, \overline{T}_2, \ldots, \overline{T}_{30}$ srednje dnevne temperature svih pojedinih dana u tome mjesecu. Prema istom se principu iz niza srednjih mjesečnih temperatura ($\overline{T}_I, \overline{T}_{II}, \ldots, \overline{T}_{XII}$) dobiva srednja godišnja temperatura $\overline{T}_g$

$$\overline{T}_g = \frac{1}{12}(\overline{T}_I + \overline{T}_{II} + \ldots + \overline{T}_{XI} + \overline{T}_{XII}),$$

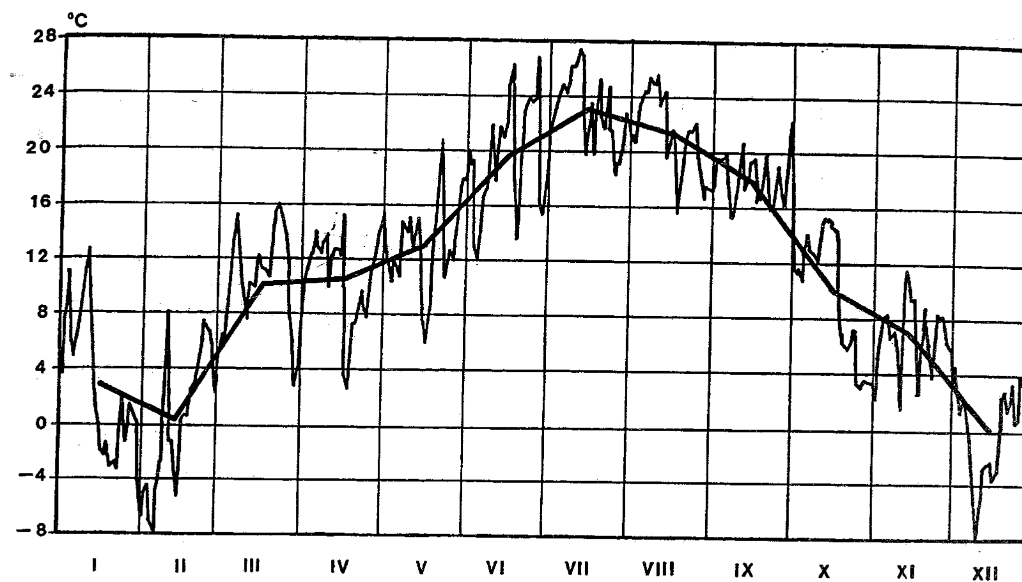
(Tako se izračunavaju srednje vrijednosti i nekih drugih klimatskih elemenata.) Budući da svi klimatski elementi, pa tako i temperatura, pokazuju više ili manje izrazite varijacije, srednje mjesečne i srednje godišnje temperature izračunavaju se iz višegodišnjih nizova, a prema međunarodnoj konvenciji po mogućnosti iz 30-godišnjeg razdoblja, npr. 1901.–1930. god. (u praksi se mogu uzeti i drugi višegodišnji nizovi ako ne postoji spomenuti 30-godišnji niz):

$$\overline{T}_{1901-1930} = \frac{1}{30}\sum_{g=1901}^{1930} \overline{T}_g.$$

Budući da različita razdoblja uglavnom daju različite srednjake, u klimatološkoj je literaturi uobičajeno da se za svaki navedeni srednjak citira i razdoblje na koje se odnosi. Godišnji hod temperature, ili godišnja varijacija temperature, bio bi niz srednjih mjesečnih temperatura izračunatih iz višegodišnjih nizova. Budući da se godišnji hod temperature temelji na dnevnim promjenama temperature, onda će i godišnji hod temperature u biti ovisiti o godišnjem hodu insolacije, odnosno mora postojati neposredna



Sl. 67. Odstupanje temperature vode u raznim dubinama (m) od godišnjeg srednjaka na toj dubini u Biskajskom zaljevu (47° N i 12° W) (B. Helland-Hansen; izvor H. U. Sverdrup i dr., 1952.)



Sl. 68. Srednje dnevne temperature zraka u Zagreb-Griču 1991. godine; debela crta povezuje srednje mjesečne temperature zraka (V. Juras, 1992.)

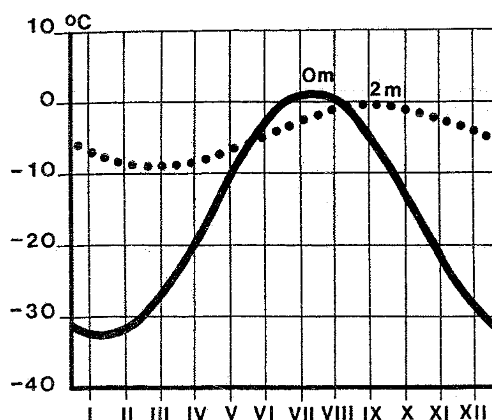
uzročna veza između trajanja i intenziteta insolacije te visine temperature; posljedica je poznata: ljeta su topla, a zime hladne.

Da bismo što bolje razumjeli godišnji hod temperature u pojedinim dijelovima svijeta, potrebno je prije toga razmotriti godišnji hod temperature podloge. Najveći dio površine Zemlje građen je od vode, pa ćemo početi s godišnjim hodom temperature vode jer o njemu ovisi i godišnji hod temperature zraka nad njom. Na sl. 67. prikazano je odstupanje srednje mjesečne temperature vode na raznim dubinama od srednje godišnje temperature na toj dubini u Biskajskom zaljevu. Prirodno je da su temperature ljeti više, a zimi niže od srednjih godišnjih temperatura u promatranim dubinama, ali je za izmjenu topline u moru bitna činjenica da se godišnja amplituda temperature vode (odnosno mjesečna odstupanja od godišnjeg srednjaka kako je prikazano na sl. 67.) smanjuje s povećanjem dubine. Površinska voda je ljeti znatno toplija, a zimi hladnija od godišnjeg srednjaka (godišnja amplituda iznosi 7,7 °C); ta je razlika na 100 m dubine vrlo malena (0,7 °C), tj. na 100 m dubine temperatura vode jedva se nešto mijenja u tijeku godine. (To znači da se nešto dublje od 100 m nalazi izotermna ploha na kojoj je cijele godine temperatura vode ista.) Još treba istaknuti činjenicu da se pojava maksimalne i minimalne srednje mjesečne temperature u godišnjem hodu pomiče, odnosno zakašnjava s povećanjem dubine. Tako je na 50 m dubine more u Biskajskom zaljevu najtoplije u rujnu i listopadu, a najhladnije je u ožujku. Stanovite razlike mogu postojati u drugim dijelovima svijeta, napose u visokim geografskim širinama. Iako su to naoko male promjene temperature, posljedice su vrlo velike. Sloj morske vode debeo 1 m, kad se ohladi za 0,1 °C, povisi temperaturu 30 m debelog sloja zraka iznad vode za 10 °C. Zato su svjetska mora rezervoari topline i regulatori temperature zraka.

Toplina se u tlu širi pretežno kondukcijom (i vodom koja ponire u tlo), dakle vrlo sporo. Godišnje promjene temperature osjećaju se samo do 13–19 m dubine. I porast i pad temperature u dubini vremenski zaostaju za odgovarajućom temperaturom na površini. U hladnijim mjesecima tlo je u dubini toplije nego na površini, i obratno, u toplijim mjesecima tlo je u dubini hladnije nego na površini.

Godišnji hod temperature prikazuje se pomoću 12 srednjih mjesečnih temperatura (sl. 68.). Najhladniji mjesec ne mora biti siječanj, kao što ni najtopliji mjesec ne mora biti srpanj. Tek krivulja srednjih dnevnih temperatura pokazuje pravu prirodu hoda temperature, njezinu veliku varijabilnost. Stalno se smjenjuju topli i hladni »valovi«. (Zato je besmisleno čuđenje što je danas toplo, a jučer je bilo hladno, ili obratno, ili slično.). Pravu sliku daje termogram s dnevnim hodom temperature, ali to nije moguće prikazati u ovome mjerilu.

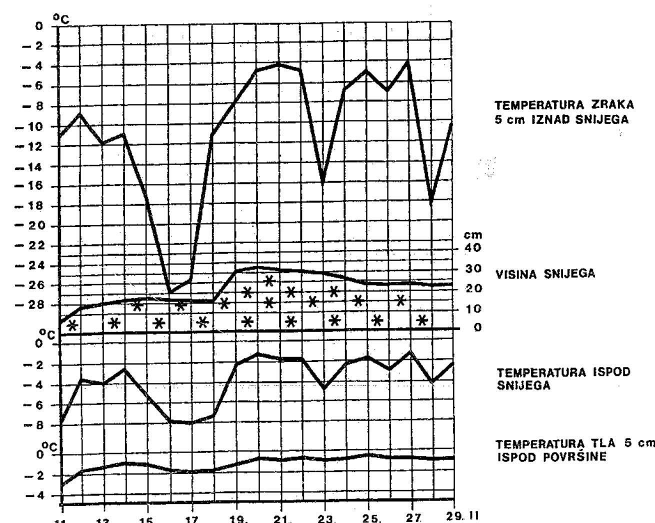
Milijuni kvadratnih kilometara mora oko Antarktika i u Sjevernome ledenome moru cijele su godi-



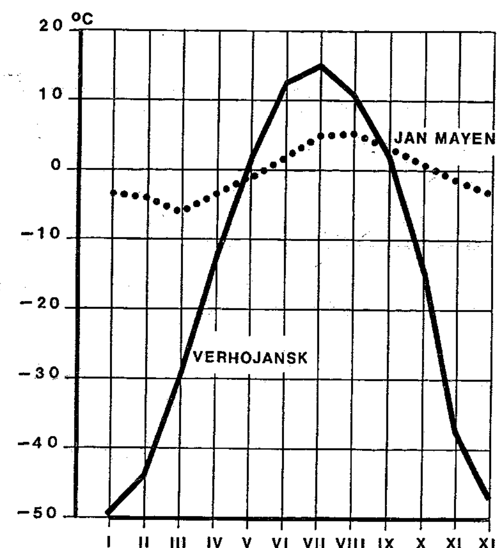
Sl. 69. Godišnji hod temperature ispred obale sjevernog Sibira na površini leda (0 m) i u ledu na dubini 2 m (F. Malmgren, izvor: A. Defant, 1961.)

ne, ili samo u hladnom dijelu godine, prekriveni ledom, pa će za te krajeve biti važno nešto više znati o termičkom utjecaju relativno toplog mora ispod leda. Naime, ispod ledene kore debele oko 3 m nalazi se morska voda s temperaturom oko –1,6 °C i gotovo se ne mijenja u tijeku godine. U literaturi se najčešće navode podaci koji su se dobili mjerenjima za vrijeme ekspedicije Maud u Sjevernom ledenom moru (1918.–1925.) na šelfu pred obalom Sibira (sl. 69.). Očito je da postoje velike razlike na maloj udaljenosti (samo 2 m). Budući da je temperatura morske vode u najvećem dijelu godine praktički konstantna (oko –1,6 °C), postoji vertikalni gradijent temperature koji uzrokuje strujanje topline prema gore u većem dijelu godine; izuzetak je kratko ljeto kad se led na površini tali, na njemu nastaju lokvice vode, pa toplina struji prema dolje ili je izmjena topline praktički beznačajna. Tako se uzima da toplina iz mora strujanjem kroz led pridonosi (iako ne mnogo kao zračna strujanja) zagrijavanju atmosfere. Kao i u tlu, opaža se smanjenje godišnje amplitude temperature; ona na površini leda iznosi 30,9 °C, a na 2 m dubine samo 8,4 °C. Klimatski utjecaj zaleđenog mora najbolje se vidi iz podataka da je srednja mjesečna temperatura u najhladnijemu mjesecu, u veljači, na površini leda –30,9 °C, a na 2 m samo –8,5 °C. Utjecaj maritimnosti opaža se u činjenici da je led najhladniji poslije siječnja; na površini u veljači, a na 2 m u ožujku. Isto tako postoji zakašnjenje i ljeti; na 2 m dubine led je topliji u kolovozu (–1,2 °C) nego u srpnju. Površina leda je toplija od dubljih slojeva od svibnja do kolovoza, pa nešto topline struji prema dolje, ali se najvećim dijelom troši za kopnjenje leda (i snijega na njemu).

Treba nešto reći i o termičkim svojstvima snježnog pokrivača (sl. 70.). U meteorološkim je analima zabilježeno da je veljača 1956. god. bila izuzetno hladna, i u našoj zemlji i u najvećem dijelu Europe. Snijeg bitno utječe na toplinsko stanje tla jer je odličan reflektor kratkovalne radijacije. S druge strane, slaba vodljivost topline snježnih kristala te poroznost snijega, odnosno velika količina zraka (koji je sam po sebi odličan izolator) sadržanoga između snježnih kristala, daju snježnom pokrivaču odlična izolacijska svojstva. Zato on bitno smanjuje gubitak topline s površine tla jednostavno zato što onemogućuje dugovalnu radijaciju s površine tla, a pod njegovim se utjecajem toplina može gubiti uglavnom kondukcijom, dakle vrlo sporo. Zato snijeg smanjuje odvođenje topline iz tla u hladniju atmosferu, odnosno snijeg odlično zaštićuje tlo od hladnog zraka, pa se njegova površina noću, osobito ako je vedro, veoma ohladi, a od nje se ohladi i zrak neposredno iznad snijega. Za bilancu topline u zimskim mjesecima bitno je postoji li snježni pokrivač ili ne i – ako postoji – koliko je debeo. Kao odličan izolator, snijeg utječe i na dubinu zamrzavanja tla. Snijegom prekriveno tlo zamrznut će se do znatno manje dubine nego golo, nepokriveno tlo. Koliko je to važno za vegetaciju, ne treba posebno dokazivati.



Sl. 70. Temperatura zraka 5 cm iznad snijega, visina snijega, temperatura ispod snijega i temperatura tla 5 cm ispod površine u 7 h u veljači 1956. u Križevcima (T. Šegota, 1956.)

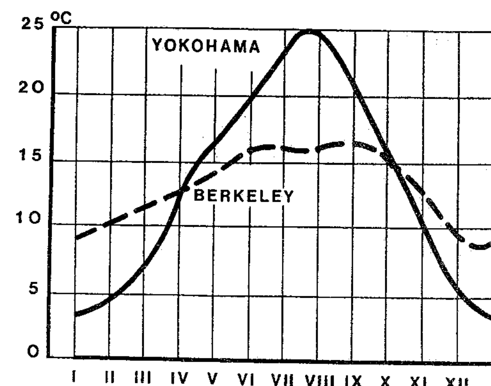


Sl. 71. Godišnji hod temperature pod termičkim utjecajem mora, otok Jan Mayen, i kontinenta, Verhojansk

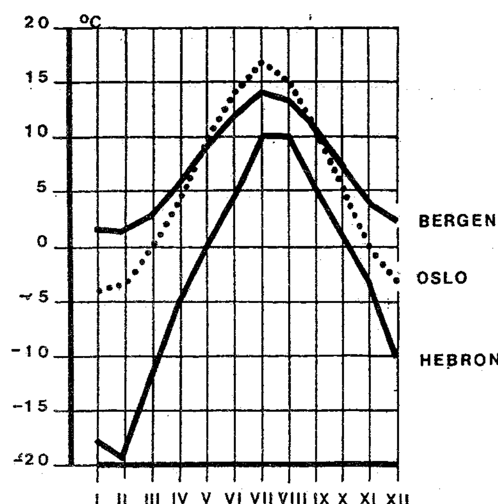
Sve što je rečeno može se vidjeti na sl. 70. U drugoj i trećoj dekadi u veljači 1956. god. bile su vrlo niske temperature; 16. veljače ona je pala čak i na –27 °C, ali se vidi da je temperatura u obrađenu razdoblju veoma varirala (tri zahlađenja). Debljina snijega prvih dana (7.–17. veljače) bila je manja nego poslije, pa je najveće zahlađenje bilo u danima s relativno tankim snježnim pokrivačem. Porast temperature od 17. veljače bio je praćen padanjem snijega. Tako su druga dva zahlađenja naišla na deblji snježni pokrivač. Hod minimalne (jutarnje) temperature ispod snježnog pokrivača u biti se podudarao s hodom temperature iznad snijega, ali je amplituda bila mnogo manja. Pod zaštitom snježnog pokrivača temperatura tla na 5 cm ispod snježnog pokrivača nije bila jako niska; zahlađenje 16. i 17. veljače jedva je primjetno na krivulji temperature tla na 5 cm dubine, a druga dva nešto slabija zahlađenja još manje. Očito je da je nešto dublje u tlu temperatura bila još viša, a zahlađenje u atmosferi praktički se nije ni osjetilo u toj dubini.

Tih nekoliko primjera sasvim je dovoljno da se uputimo u dalje razmatranje godišnjega hoda temperature u raznim uvjetima na Zemlji. U godišnjem hodu temperature razlikujemo dva osnovna tipa: maritimni ili oceanski i kontinentski, a razlika se pojavljuje zbog već poznatih različitih termičkih svojstava kopna i mora. Maritimni tip godišnjega hoda temperature karakterizira malena godišnja amplituda temperature (do 15 °C), tj. malene razlike između najtoplijeg i najhladnijeg mjeseca, ili, još preciznije, malena razlika između srednje mjesečne temperature najhladnijeg mjeseca i srednje mjesečne temperature najtoplijeg mjeseca (sl. 71., Jan Mayen). Suprotno tome, za kontinentski je tip značajna velika godišnja amplituda temperature (> 20 °C; godišnja amplituda 15–20 °C uzima se kao prijelazni tip), tj. postoje velike razlike između srednje mjesečne temperature najhladnijeg mjeseca i srednje mjesečne temperature najtoplijeg mjeseca (sl. 71., Verhojansk). Osim toga, postoji određena vremenska razlika u nastupanju maksimuma i minimuma temperature s jedne strane i insolacije s druge strane. Najviša i najniža temperatura pojavljuje se oko 30–40 (ili čak i više) dana *poslije* maksimuma, odnosno minimuma insolacije, tj. temperatura nije najniža u zimskom solsticiju, nego 30–40 dana kasnije, a slično je i ljeti, kad najviša temperatura nastupa nešto poslije ljetnog solsticija. Vrijedi opće pravilo da je ta razlika manja iznad kontinenata nego iznad mora, tj. najtopliji mjesec u umjerenom pojasu sjeverne hemisfere, u maritimnoj postaji, je kolovoz, a najhladnija je veljača; u krajevima s kontinentskim režimom (ili hodom) najtopliji je srpanj, a najhladniji siječanj. (Obratno je na južnoj hemisferi.) U visokim geografskim širinama u mjestima s maritimnom klimom najhladniji je ožujak, a na obalama uz koje teku hladne morske struje najtopliji je mjesec još kasnije, pa je npr. u San Franciscu najtopliji rujan.

Osim blizine mora, na godišnji hod temperature u nekim dijelovima svijeta znatno utječu i termičke osobine tog mora, tj. važno je teče li uz obale hladna



Sl. 72. Godišnji hod temperature zraka pod utjecajem morskih struja i pretežnog strujanja zraka; Yokohama u Japanu i Berkeley u Californiji (H. U. Sverdrup; izvor: H. U. Sverdrup i dr. 1952.)



Sl. 73. Godišnji hod temperature u Hebronu na Labradoru, te u Oslu i Bergenu u Norveškoj

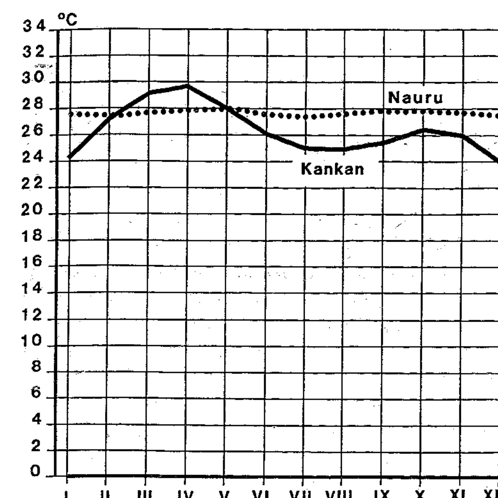
ili topla morska struja. Važno je također u vezi s općom atmosferskom cirkulacijom ili periodičkom smjenom cirkulacije u pojedinim dijelovima godine puše li vjetar s mora na kopno ili obratno. Utjecaj mora može biti potpuno izražen samo ako vjetar trajno ili barem u većem dijelu godine puše s mora na kopno ili obratno, kad je više izražen utjecaj kopna. Takav je slučaj u zapadnoj Europi. Termički utjecaj toplog mora uz atlantsku obalu Sjeverne Amerike i pacifičke obale Azije relativno je manji jer u zimskom dijelu godine preteže vjetar s kopna na more. Tako Yokohama (Japan), koja se nalazi pod utjecajem hladnog zimskog monsuna (sl. 72.), ima znatno niže temperature zimskih mjeseci nego Berkeley u Californiji. Temperature ljetnih mjeseci niže su uz pacifičku obalu SAD-a nego u Japanu, kao posljedica utjecaja hladne Kalifornijske struje.

Posebno je zanimljiv primjer sjevernoga Atlantika, pa ćemo zato upozoriti na godišnji hod temperature u Hebronu na sjeveru Labradora te u Bergenu na otvorenoj obali Norveške i u Oslu duboko u zaljevu (sl. 73.). Poznato je da uz Labrador teče sa sjevera hladna Labradorska struja, a u sjevernom Atlantiku s jugozapada topla Golfska struja. Međutim, ne poričući važnost tih činjenica, treba istaknuti da su bitna termička svojstva ne samo mora nego i kopna kao cjeline, odnosno bitno značenje ima dominantno strujanje zraka, a utjecaj hladne i tople struje samo je modifikatorski. Na Labradoru, u hladnom dijelu godine kopno je vrlo rashlađeno, prekriveno je snijegom, a dominantno je zračno strujanje s vrlo hladnoga kopna (sjeverna Kanada i Arktik) preko Labradora na Atlantik. Tako se ne može osjetiti pozitivan termički utjecaj relativno toplog mora (relativno toploga u usporedbi s mnogo hladnijom sjevernom, arktičkom Kanadom). Tako je u Hebronu srednja temperatura u veljači –19,4 °C. Istodobno na obalu Norveške zimi gotovo stalno puše vjetar s toploga sjevernog Atlantika, stoga srednja temperatura siječnja u Oslu iznosi –4,1 °C, a u Bergenu, na samoj obali, samo 1,7 °C (dakle, više nego u Zagrebu!). Ljeti se Labrador nešto zagrije, ali je opće strujanje uglavnom s hladnog sjevera, pa je srednja temperatura Hebrona u srpnju i kolovozu samo oko 10 °C. Na obali Norveške na oko 60° N, na geografskoj širini gdje se nalaze Oslo i Bergen, i ljeti dominira strujanje s Atlantika, pa su srednje srpanjske temperature (Oslo 16,9 °C, Bergen 14,2 °C) više nego u Hebronu (iako razlike nisu kao u zimskim mjesecima). Prema tome, golema razlika između pustoga, gotovo nenaseljenog Labradora, na čijem je sjeveru tundra, i naseljene južne Skandinavije, Danske, Britanije, europskoga kopna dalje na istok sve do St. Petersburga, na istim geografskim širinama, posljedica je nepovoljne ljetne temperature na Labradoru, a zimske bi temperature bile sasvim podnošljive za jače naseljavanje i ekonomsku eksploataciju toga pustoga kraja.

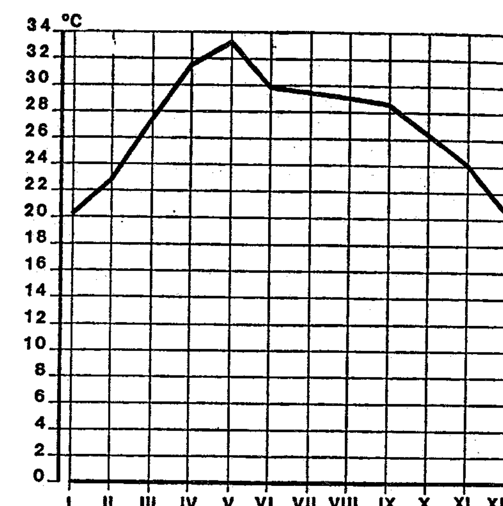
Isto pravilo vrijedi u svim dijelovima svijeta, pa srednja temperatura najtoplijeg mjeseca u Jacksonvilleu iznosi 27,7 °C, a u Mogadoru 20,2 °C, Port Darwinu 29,1 °C, a u Limi 23,1 °C itd.

Promjene u prividnom gibanju sunca po nebeskom svodu i godišnji hod naoblake u biti su glavni uzrok diferencijacije četiriju osnovnih tipova godišnjega hoda temperature:

1. Za ekvatorski tip karakteristična je neznatna godišnja amplituda temperature. Temperatura je neprekidno visoka; zbog velike količine vodene pare u zraku protuzračenje atmosfere i apsorpcija dugovalne radijacije jaki su cijele godine, ali je isto tako važna činjenica da u tim niskim geografskim širinama insolacija nikada nije vrlo slaba, tj. ne postoje velike razlike između pojedinih mjeseci. Zato se primjećuje (sl. 74.) da postoje dva maksimuma temperature, koji se pojavljuju nešto poslije ekvinokcija (proljetnoga i jesenskoga), i dva minimuma temperature, koji nastaju u doba zimskog i ljetnog solsticija. Potpuno pravilan hod malokad se može utvrditi jer godišnji hod kiše, odnosno naoblake, i dulja insolacija, kao posljedica dužeg trajanja dana, mogu poništiti utjecaj smanjenja visine sunca, pa se najčešće taj tok poremeti. Zato se sekundarni maksimum obično slabije ističe od glavnog maksimuma. Treba posebno istaknuti utjecaj godišnjega hoda padalina, odnosno naoblake. Kao i u svim drugim tipovima godišnjega hoda temperature, godišnja amplituda temperature ovisi o utjecaju maritimnosti. Na sl. 74.



Sl. 74. Godišnji hod temperature u Kankanu i Nauru; ekvatorski tip godišnjega hoda temperature

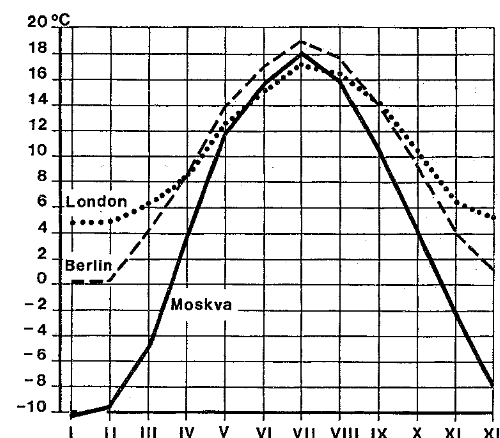


Sl. 75. Godišnji hod temperature u Mandalayu, Burma; primjer tropskog tipa godišnjega hoda temperature

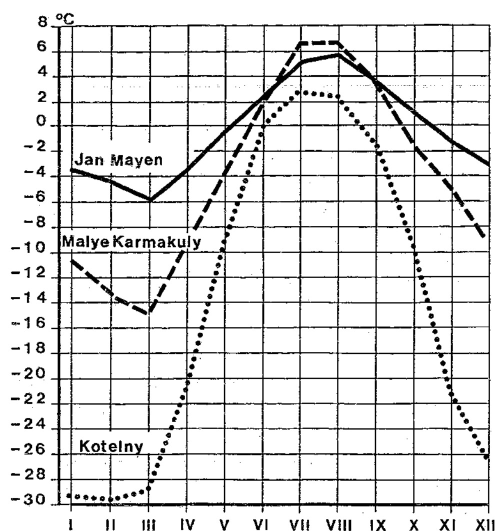
prikazan je godišnji hod temperature u Kankanu (Gvineja) i na pacifičkom otoku Nauru. Srednja godišnja amplituda u Kankanu iznosi 5,3 °C, a na Nauru samo 0,7 °C. Praktički ne postoji smjena godišnjih doba u termičkom smislu (zima-ljeto). Cijela je godina topla, osobito na oceanima, ali to vrijedi i za obalne postaje. U unutrašnjosti kontinenata amplituda je veća, ali je, u usporedbi s višim geografskim širinama, ipak malena.

2. Tropski tip karakterizira jedan maksimum i jedan minimum temperature, koji se pojavljuju nešto poslije solsticija. Godišnja amplituda temperature relativno je malena, ali je već primjetno veća nego u postajama s ekvatorskim tipom godišnjega hoda temperature. Takav hod najčešće je posljedica jakih monsunskih kiša, kad se – zbog silne naoblake i trošenja topline za evaporaciju vode – maksimum temperature pomakne u mjesec *prije* dolaska ljetnog monsuna. Sunce je već vrlo visoko, u zenitu, pa temperatura naglo poraste. Tako je najtopliji mjesec u Monsunskoj Aziji travanj, svibanj ili lipanj, a u sjevernoj Australiji studeni. U kišnom periodu srednje mjesečne temperature ili su konstantne ili su čak niže nego u predmonsunskom razdoblju. S prestankom monsunskih kiša temperatura u postajama na višim geografskim širinama počinje padati, a bliže ekvatoru opet poraste, pa može nastati sekundarni maksimum temperature. U drugom primjeru mjesta s monsunskim kišama, a s dvostrukim maksimumom temperature, treba svrstati u ekvatorski tip godišnjega hoda temperature. Na sl. 75. prikazan je godišnji hod temperature u Mandalayu (Burma). Najtopliji je mjesec svibanj, mjesec prije »provale« monsuna. S dolaskom ljetnog monsuna silna kiša i debela naoblaka uzrokuju stanoviti pad temperature. Dolazi ljeto, a temperatura – pada.

3. Tip umjerenih širina. Najviša i najniža srednja mjesečna temperatura nastupaju poslije solsticija (u kontinentima srpanj i siječanj, na morima kolovoz i veljača; tako je na sjevernoj hemisferi, a na južnoj je obratno). Godišnja amplituda temperature sve je veća, a raste s porastom geografske širine i s povećanjem udaljenosti od obale (sl. 76.). Jasno se diferen-



Sl. 76. Godišnji hod temperature u Londonu, Berlinu i Moskvi; tip godišnjega hoda temperature u umjerenim širinama

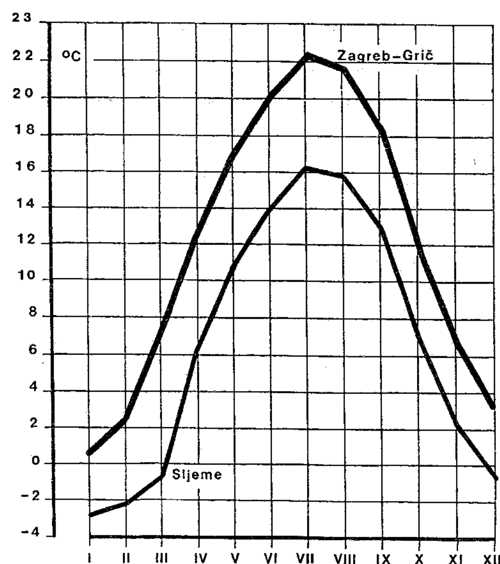


Sl. 77. Polarni tip godišnjega hoda temperature

ciraju četiri godišnja doba. Značajno je da se srednje mjesečne temperature relativno malo razlikuju u razdobljima prosinac-veljača i lipanj-kolovoz. Znatno su veće razlike u prijelazna godišnja doba, u jesen i u proljeće; i te se razlike povećavaju s povećanjem stupnja kontinentalnosti. U graničnom pojasu s tropima zima gotovo neprimjetno prelazi u ljeto, a isto tako i ljeto u zimu, a u graničnoj zoni s polarnim klimama i duboko u kontinentima prijelazi su vrlo nagli; proljeća i jeseni gotovo i nema. Malo pozornijim promatranjem sl. 76. vidi se da nema bitne razlike između srednjih mjesečnih temperatura ljetnih mjeseci. One su istog reda veličine čak i kad su znatne razlike u geografskoj dužini. Bitne razlike postoje u zimskim mjesecima. S povećanjem kontinentalnosti (prije svega s prodiranjem u kontinente) srednje se mjesečne temperature zimskih mjeseci naglo snizuju. U Moskvi je ljeto podjednako toplo kao i u Londonu, a zimi je Moskva neusporedivo hladnija od Londona.

4. Polarni tip. Zbog dugog trajanja polarne noći najhladniji je mjesec veljača ili ožujak (na sjevernoj hemisferi). Najtopliji je mjesec većinom srpanj, ali može biti i kolovoz. Godišnja amplituda temperature je velika, osobito na kopnu. U visokim geografskim širinama često postoje tzv. bezjezgrene zime; tada je najhladniji mjesec jedva nešto hladniji od susjednih zimskih mjeseci. Na sl. 77. prikazan je godišnji hod temperature na tri postaje u polarnim krajevima. Jan Mayen je otok pod stalnim termičkim utjecajem sjevernog Atlantika. Zato njegove zime nisu hladne kad se prisjetimo da se on nalazi sjevernije od sjeverne polarnice. Dalje na istoku je Malye Karmakuly na Novoj zemlji (72° N), koja se nalazi pod mnogo jačim termičkim utjecajem Arktika nego Jan Mayen. Tako su zimske temperature mnogo niže. Ipak je u oba primjera termički utjecaj Atlantika tako jak da je najhladniji mjesec ožujak, a najtopliji kolovoz. Otok Kotelny, u Novosibirskim otocima (76° N), daleko je od toplog Atlantika, pa su zimski mjeseci vrlo hladni. Najhladnija je veljača, a najtopliji srpanj; tu je već izrazit kontinentski hod temperature. Prema tome, polarni tip godišnjeg hoda temperature karakterizira porast godišnje amplitude temperature s porastom kontinentalnosti, odnosno dubljim prodiranjem u Arktik. Zanimljivo je istaknuti još jednu karakteristiku. Ne postoji bitna razlika između srednjih mjesečnih temperatura ljetnih mjeseci; to osobito vrijedi kad se prisjetimo kolika je udaljenost među spomenutim postajama. Bitna razlika postoji u zimskim mjesecima kad je potpuno izražena surovost klime Arktika; zima je onaj dio godine u kojemu se pojavljuju velike regionalne razlike u raspodjeli temperature.

1.3.2.6. **VERTIKALNA RASPODJELA TEMPERATURE.** Na temelju već poznate činjenice da se atmosfera najvećim dijelom zagrijava posredno od podloge lako je zaključiti da temperatura mora postupno opadati s povećanjem visine. To je već davno utvrđeno zmajevima, balonima, zrakoplovima i radiosondama. Opadanje temperature s visinom često može biti poremećeno, ali je većinom



Sl. 78. Godišnji hod temperature zraka na Sljemenu (999 m) i Zagreb-Griču (157 m); 1946.–1959. god. (B. Kirigin, 1963.)

iznad određene razine više ili manje pravilno. Promjena temperature na svakih 100 m visinske razlike naziva se *vertikalnim gradijentom temperature.* U planinskim krajevima temperatura, u prosjeku opada za 0,56 °C na svakih 100 m. U vedrim i toplim danima, kad se planinske padine intenzivnije zagrijavaju od slobodne atmosfere na istoj visini, stvaraju se jake uzlazne struje, pa vertikalni gradijent temperature iznosi i do 1 °C/100 m. Postoji i godišnja periodičnost promjene vertikalnoga gradijenta temperature.

Da bismo utvrdili kakva je zakonomjernost u vertikalnoj raspodjeli temperature, usporedimo najprije godišnji hod temperature na Sljemenu (gora Medvednica, sjeverno od Zagreba) i u Zagreb-Griču (sl. 78.). Medvednica nije vrlo visoka, pa je na Sljemenu godišnji hod temperature istog tipa kao i u nižem Zagreb-Griču, tj. na visini Sljemena još nema pomicanja ekstrema na kasnije mjesece, što je karakteristično za visoke planine. Zato je u oba primjera najniža temperatura u siječnju, a najviša u srpnju. Ali, najvažnije što treba istaknuti jest sistematska razlika između više i niže postaje. Sve srednje mjesečne temperature na Sljemenu niže su nego na Griču. Očito je, dakle, da u mjesečnim prosjecima temperatura s visinom *opada.* Visinske su postaje u prosjeku hladnije od nizinskih.

U ovom primjeru se očituje još jedno opće pravilo; srednja godišnja amplituda temperature u Zagreb-Griču iznosi 22,7 °C, a na Sljemenu 18,9 °C. Dakle, amplituda temperature opada s porastom nadmorske visine. Veća godišnja amplituda u nizinama posljedica je jačega ljetnog zagrijavanja nizina nego planina, a tek je manje posljedica zimskih razlika temperature. Sljeme ima srednju siječanjsku temperaturu za 3,5 °C nižu nego Zagreb-Grič, a srednja srpanjska temperatura čak je za 6,1 °C niža. U planinskim krajevima razlika je uglavnom najveća u lipnju, u našem primjeru 6,3 °C, jer se niska Panonska zavala već jako zagrijala, za razliku od viših slojeva zraka koji zaostaju u zagrijavanju. Ti odnosi nisu uvijek jednostavni jer su tu vrlo važni godišnji hod naoblake i pojava magle. Manja razlika između srednjih temperatura u siječnju (i drugim zimskim mjesecima) posljedica je česte maglovitosti i inverzije temperature, tj. dno Panonske zavale često je u magli (smanjena insolacija), a vrh Sljemena obasjan je suncem.

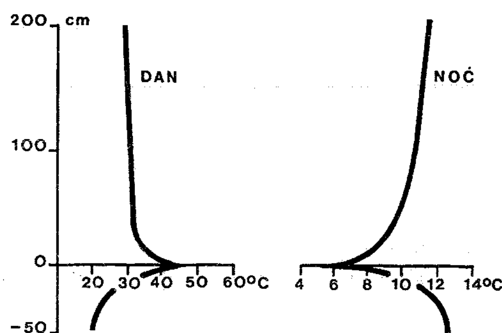
Dakle, veličina vertikalnog gradijenta temperature u slobodnoj atmosferi većinom je u prosjeku 0,5 °C/100 m, ali izuzetno i do 2 °C/100 m, a može biti i negativan (porast temperature s visinom). Najveći gradijent temperature je u prizemnom sloju, postupno opada s visinom, pa na granici troposfere prestaje daljnji pad temperature.

U stanovitim uvjetima u atmosferi se nerijetko događa suprotno, tj. temperatura povremeno ili trajnije, lokalno ili regionalno, pa čak i u kontinentskim razmjerima, u tanjem ili debljem sloju raste s visinom (topliji zrak nalazi se iznad hladnog zraka). To stanje atmosfere naziva se *inverzijom*[70] *temperature.* Intenzitet inverzije temperature jest razlika između najviše temperature u inverzijskom sloju i temperature u bazi inverzijskog sloja. Postoji nekoliko uzroka postanka inverzije temperature.

1. Radijacijska ili prizemna inverzija nastaje u prizemnim slojevima atmosfere, neposredno uz površinu Zemlje, koja se kao dobar radijator topline u tijeku noći brže i jače ohladi od zraka neposredno iznad nje. Zato ona pripada *termičkom* tipu inverzije temperature. U kontaktu s hladnijom podlogom zrak se ohladi, ali je taj proces spor, neefikasan, pa radijacijska inverzija nastaje u relativno tanku sloju zraka. Na sl. 79. prikazan je vertikalni profil temperature danju i noću u takvim atmosferskim uvjetima da je radijacija (dugovalna i kratkovalna) dominantan proces. Spomenuti opis postanka radijacijske inverzije odnosi se na desni graf. Tlo se dugovalnom radijacijom ohladilo u površinskom sloju (dok je na 40-ak cm dublje ostalo i dalje toplo), a od toga hladnoga površinskog sloja tla ohladio se i tanki sloj zraka uz tlo. Međutim, s porastom visine temperatura raste. Lijevo je prikazana raspodjela temperature u podnevnim satima kad je temperatura tla visoka (jaka apsorpcija u tlu; zrak je uz tlo gust; ima mnogo vodene pare, sitnih kapljica vode i krutih čestica pa je i jaka apsorpcija terestičke radijacije, a i svi ostali načini prenošenja topline maksimalno su razvijeni), a opada s povećanjem visine u zraku i s povećanjem dubine u tlu. Takva je vertikalna raspodjela temperature u ograničenu vremenu i prostoru.

Još zorniju vertikalnu raspodjelu temperature dobit ćemo ako je prikažemo vremenski točno definiranu, tj. u tijeku dana, a to se postiže upotrebom termoizopleta (sl. 80.). Za primjer smo uzeli vertikalnu raspodjelu temperature u sloju zraka debelu 300 m. Vidi se kako temperatura danju opada od tla uvis jer se zrak zagrijao od podloge. Uvečer i ujutro termoizoplete gotovo su okomite, što upućuje na izotermiju. Budući da je noć bila vedra i tiha, podloga se jako ohladila dugovalnom radijacijom, a od nje se ohladio i zrak iznad nje. Tako je nastala radijacijska inverzija. Očita je velika gustoća termoizopleta u najhladnijem dijelu noći, a to je posljedica velikoga vertikalnoga gradijenta temperature, tj. hladniji sloj zraka cijele je noći ostao relativno tanak. Vidi se da se iznad 200 m dnevna amplituda

[70] lat. *inversio* – iskretanje, okretanje, obrat

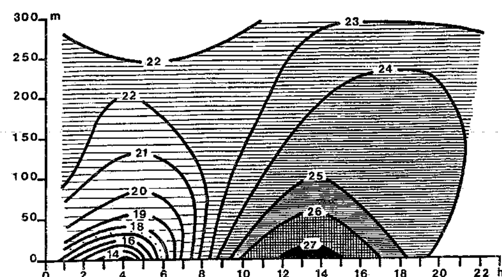


Sl. 79. Vertikalni profil temperature usred dana te kasno noću i rano ujutro (D. Berenyi, 1967.)

temperature vrlo smanjuje (na oko 1 °C), tj. jedva je primjetna razlika između dana (23–24 °C) i noći (22 °C), za razliku od amplitude temperature pri tlu, koja iznosi više od 14 °C.

Za postanak jake radijacijske inverzije potrebni su sljedeći uvjeti: a) duge noći, kad dugovalna radijacija tla izrazito nadvlada slabo kratkovalno zračenje apsorbirano danju; taj se uvjet najlakše ispuni u hladnom dijelu godine; b) vedrina, ili niski tanki oblaci, tako da se protuzračenje atmosfere smanji na minimum; c) malene količine vodene pare u zraku, pa je protuzračenje atmosfere bitno slabije, tj. dugovalna radijacija Zemlje (i atmosfere) lako se gubi u svemiru; d) neznatno ili nikakvo miješanje već ohlađena zraka s višim toplijim zrakom, a to je moguće u tihim noćima bez vjetra; e) snježni pokrivač koji reflektira veći dio kratkovalne radijacije u tijeku kratka dana, pa se snijeg danju malo ugrije, a kao dobar izolator slabo provodi toplinu iz tla. Kao odličan radijator, u dugoj noći snijeg ižari mnogo energije, pa se tako jako ohladi, a od njega i zrak iznad njega.

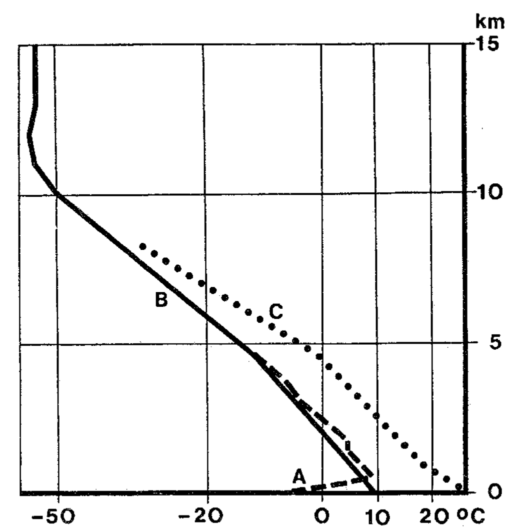
Na sl. 81. prikazane su tri karakteristične vertikalne raspodjele temperature. Krivulja *B* (prosjek za srednju Europu na temelju nekoliko stotina aeroloških sondi) pokazuje pravilan pad temperature s visinom. Međutim, ona je statistički prosjek između krajnjih stanja koja prikazuju krivulje *A* i *C*. Krivulja *A* (vedra, hladna siječanjska noć s anticiklonskom raspodjelom tlaka) jasno upućuje na jaku inverziju u donjih 600–700 m, jer je temperatura sa –7 °C na površini Zemlje porasla na 8 °C na oko 700 m visine, tj. porasla je za oko 15 °C. Krivulja *C* prikazuje stanje za vrijeme anticiklonske raspodjele tlaka, kad je površina jako zagrijana (27 °C), pa temperatura naglo opada u najdonjih 1 000 m.



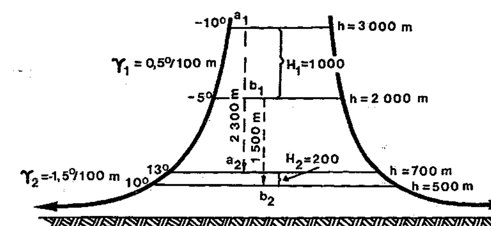
Sl. 80. Vertikalna raspodjela temperature u predgrađu Moskve 12. VII. 1960. god. (Z. I. Volkovicka; izvor: A. H. Hrgian, 1969.)

Snijeg, zaleđeno more i ledeni pokrovi stalno ili sezonski (u hladnom dijelu godine) prekrivaju goleme prostore na Zemlji, pa je radijacijska inverzija vrlo često stanje u nižim dijelovima troposfere u višim geografskim širinama, a zimi je gotovo redovno stanje atmosfere. Vrlo je česta noću, uvečer i ujutro u umjerenim širinama, napose u hladnijim mjesecima, ali postoji i u ljetnim mjesecima (kad je vedro). Srednja debljina inverzijskog sloja u visokim geografskim širinama zimi iznosi oko 1 km, a u umjerenu pojasu samo nekoliko desetaka do stotinjak metara.

2. Visinska inverzija nastaje u slobodnoj atmosferi u graničnu pojasu između dviju zračnih masa čije su relativne brzine gibanja različite. U takvim se uvjetima zrak trenjem zagrijava na dodirnoj plohi. Visinska inverzija nastaje i iznad gornje plohe oblačna sloja zbog velika gubitka dugovalne radijacije noću.



Sl. 81. Vertikalna raspodjela temperature u zimskoj noći (A) i ljetnom danu (C) u srednjoj Europi; (B) je prosjek (G. Trewartha, 1954.)



Sl. 82. Shema postanka anticiklonske inverzije; γ_1 i γ_2 su vertikalni gradijenti temperature (O. G. Kričak, 1956.)

3. Frontalna inverzija nastaje na kontaktu dviju različitih zračnih masa, i to advekcijom zraka, stoga je takva inverzija *dinamičkog* tipa jer nastaje tako da hladni zrak u obliku klina prodre ili se potkopa pod topliji zrak, ili topliji zrak »nalegne« na hladniji zrak ispod njega. Inverzijski sloj koji nastaje advekcijom redovno ima velike dimenzije, za razliku od obično tankih termičkih inverzija.

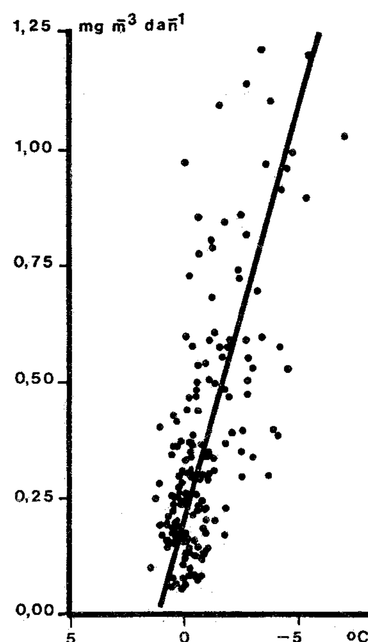
4. Inverzija spuštanja ili anticiklonska inverzija nastaje u slobodnoj atmosferi spuštanjem zraka, koji se pritom dinamički zagrijava i suši, pa može biti topliji (do visine od kojih 1 600 m) od zraka uz podlogu. Takva inverzija nastaje u stabilnoj anticiklonskoj situaciji iznad kopna, osobito u zimskom dijelu godine, a u suptropskim anticiklonama (i nad morem) cijele godine.

Anticiklonska inverzija je tako važna za procese u atmosferi (raspadanje naoblake, onemogućavanje konvekcije) na golemim prostranstvima da mehanizam njezina postanka moramo razmotriti malo detaljnije. Na sl. 82. prikazana je shema postanka anticiklonske inverzije. U anticiklonama, gdje se zrak pri tlu razilazi od centra na sve strane, otjecanje zraka mora se nekako kompenzirati; to nastaje supsidencijom, spuštanjem zraka u višim dijelovima anticiklone. Bitno je uočiti sljedeću činjenicu: brzina spuštanja zraka veća je na višim razinama nego na nižima. To znači da se gornja ploha a_1 određenog sloja zraka brže (tj. više) spusti od plohe b_1 koja čini donju plohu tog sloja. Dakle, nije riječ o translaciji. Konačna posljedica takva gibanja bit će sljedeća: sloju između ploha a_1 i b_1, koji je u početku spuštanja imao debljinu H_1 = 1 000 m, spuštanjem se smanjuje debljina na H_2 = 200 m, odnosno gornja ploha a_1 spustit će se za veći iznos (od a_1 na a_2) nego donja ploha (od b_1 na b_2). Tako se povećava tlak na novoj razini. Budući da su tlak zraka i temperatura funkcionalno povezani, povećanju tlaka odgovara povišenje temperature. Tako nastane inverzija spuštanja; na razini b_2 temperatura je 10 °C, a na višoj razini a_2 (na h = 700 m) je 13 °C. Iz sl. 82. vidimo još jedan podatak koji će nešto više razjasniti postanak inverzije spuštanja. Ploha a_1 spustila se za 2 300 m do svoga nižega, novog položaja a_2, i pritom se ugrijala za 23 °C (temperatura je porasla sa –10 °C na 13 °C). Međutim, ploha b_1 spustila se samo 1 500 m na novi položaj b_2 i pritom se ugrijala za »samo« 15 °C (temperatura joj je porasla sa –5 °C na razini b_1 na 10 °C na razini b_2). Tako je u nižem sloju H_2 debelom samo 200 m, temperatura porasla. Dakle, temperatura raste u sloju H_2 sa 10 °C u bazi sloja na 13 °C na gornjoj plohi sloja. Taj sloj u kojemu temperatura raste je – inverzijski sloj.

Inverzija temperature uzrokuje izrazitu stabilnost zračnog sloja u kojemu se razvije, pa u njemu ne nastaje mogućnost konvekcijskog izdizanja. Zato se u takvoj situaciji iznad gradova u zraku ispod inverzijskog sloja nakupe dim i prašina, koji pogoduju stvaranju tanka sloja nečiste magle (smoga) ili stratusa, ako je inverzijski sloj nešto viši. Ako se dim turbulentnom difuzijom izdigne do gornje granice inverzije, čini svojevrsnu »kapu« iznad grada, koja se dobro vidi iz predgrađa. Taj je problem sve važniji iz godine u godinu u vezi s urbanizacijom i motorizacijom. Stupanj zagađenosti atmosfere najviše ovisi o njezinu stanju, odnosno o inverziji temperature, jer ona stvara idealne uvjete za stvaranje smoga.

Na sl. 83. prikazana je korelacija između koncentracije čađe i vertikalnoga gradijenta temperature u Sarajevu 1. X. 1965. – 30. IX. 1966. Sarajevo je u ono doba bio grad s izuzetno onečišćenom atmosferom. Tome bitno pridonose lokalni geografski uvjeti – kotlinska topografija. Onečišćenost ne ovisi samo o emisiji polutanata (svih tvari koje zagađuju zrak), nego i o stanju atmosfere, prije svega o vertikalnoj raspodjeli temperature i o vjetru. Inverzija temperature pojavljuje se cijele godine. Tome treba dodati i spuštanje hladna zraka s okolnih planina. Ako je vertikalni gradijent temperature pozitivan, čestice čađe odlaze u atmosferu, a ako je negativan, čestice se zadržavaju u inverzijskom sloju.

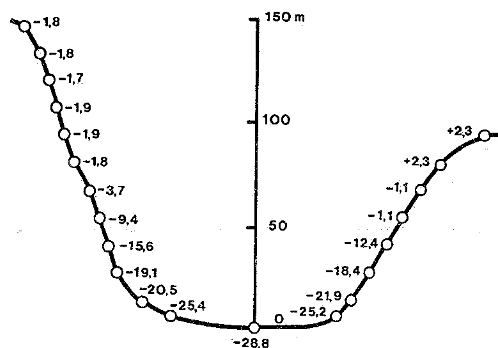
Najvažnije je poznavati situaciju zimi, jer je inverzija tada često vrlo jaka i gotovo stalna. Produkcija polutanata je funkcija temperature zraka (jer znatan dio polutanata nastaje u kućnim ložištima), pa je u intervalu –10 °C do 0 °C opažena koncentracija čađe 0,568 mg m^{-3} dan^{-1}, a u intervalu 15,1 do 25 °C samo 0,047 mg m^{-3} dan^{-1}. Zato ljeti ne postoji tako jaka veza između aeropolucije i vertikalnoga gradijenta temperature kao zimi. Na sl. 83. prikazana je korelacija između koncentracije čađe i vertikalnoga gradijenta temperature samo u jednoj mjernoj postaji u Sarajevu; očito je da postoji linearna korelacija. Još detaljnija istraživanja pokazala su da postoji čvrsta korelacija između mjesečnoga hoda



Sl. 83. Korelacija između koncentracije čađe i vertikalnoga gradijenta temperature u Sarajevu (M. Sofilj i Z. Mićević, 1967.)

vertikalnoga gradijenta temperature i koncentracije čađe; relacija je jednostavna: veći vertikalni gradijent, veća aeropolucija. To se svodi na činjenicu da je veće zagađenje kad je hladnije, jer se loženje (tj. emisija čestica) pojačava u hladnim danima.

Za geografe će biti zanimljivo da se inverzija temperature razmotri u nekoliko realnih prirodnih uvjeta. Inverzija termičkog tipa najčešće je i najintenzivnija u dubokim planinskim kotlinama i dolinama te u velikim ponikvama (konkavni oblici reljefa!), osobito ako se ti oblici nalaze na većim nadmorskim visinama. Inverzija je jaka zato što hlađenje zraka počinje već danju na osojnim padinama koje se nalaze u sjeni. Dobro je poznat primjer Celovečke kotline (Klagenfurt u Austriji), koja je opkoljena visokim planinama, pa je zimi ispunjena hladnim zrakom debelim do 650 m. Srednja siječanjska temperatura u Celovcu (440 m) iznosi −6,4 °C, a više smještenoga Jezerskoga (900 m) samo −3,2 °C. Slično je u Sarajevu (605 m). U zimskim mjesecima njegova je srednja mjesečna temperatura za 0,9 do 1,5 °C viša nego u nešto nižoj Ilidži (497 m).

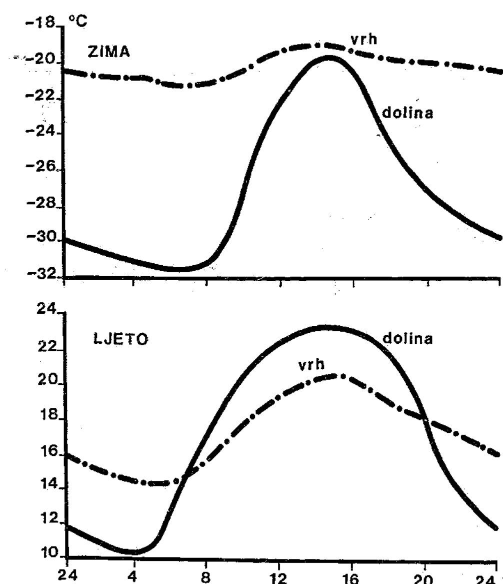


Sl. 84. Temperaturni profil u jednoj krškoj depresiji pokraj Lunza (nedaleko od Linza) u Austriji 21. I. 1930. god.; vertikalno je mjerilo sitnije od horizontalnoga (W. Schmidt, 1930.)

Mnogo veće razlike postoje u izrazito kontinentskim krajevima. Srednja mjesečna temperatura zimskih mjeseci je u Verhojansku do 21 °C niža nego u rudniku Semenovsk, koji je 900 m više od njega. Ali, zato su ljetni mjeseci u Verhojansku u mjesečnom prosjeku za 7 do 8 °C topliji nego u Semenovsku. Vrijedi opće pravilo da su dnevne i godišnje amplitude *veće* u konkavnim nego u konveksnim reljefnim oblicima. To ima veliku praktičnu važnost, pa je poznato da se u planinskim dolinama najosjetljivije kulture nalaze na toplim padinama, a ne u hladnom dnu dolina.

Te razlike mogu biti osobito velike između dana i noći u reljefnim udubljenjima na većim nadmorskim visinama. Ekstreman je primjer raspodjela temperature 21. I. 1930. u jednoj depresiji pokraj Lunza u Austriji (sl. 84.), čije se dno nalazi na 1 270 m nadmorske visine. Minimalna temperatura iznosila je −28,8 °C na dnu depresije, na 40 m visine −12,4 °C, na 55 m −1,1 °C, a na 100 m iznad depresije +2,3 °C! Dakle, samo na 100 m visinske razlike postojala je razlika od 31 °C! (Na desnoj strani ponikve vodi kotlinsko udubljenje prema Lechnergrabenu, po kojemu je hladni zrak otjecao iz depresije; zato je iznad tog »praga« temperatura naglo skočila sa −12,4 °C na −1,1 °C samo na nekoliko metara visinske razlike.) Ipak, većinom razlike temperature nisu tako velike.

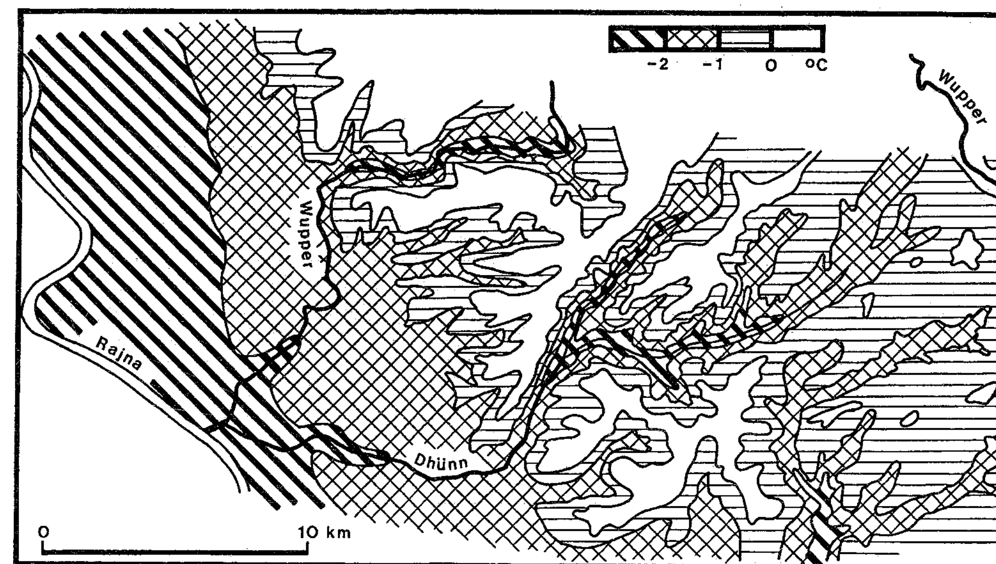
Reljef u stanovitim uvjetima vrlo jako modificira temperaturu, pa je i njezina prostorna raspodjela u brdovitim i planinskim krajevima vrlo kompleksna. To proizlazi iz činjenice što reljef, osim svojom visinom, utječe na temperaturu i zato što se ekspozicija neprestano mijenja, a biljni pokrov i boja podloge vrlo su promjenljivi. Zato se dnevni hod temperature u dolini (konkavni oblik) razlikuje od onoga na vrhu brda (konveksni oblik reljefa) (sl. 85.). Ta je razlika osobito velika u vedrim danima (i noćima). Opće bi pravilo bilo da je dnevna amplituda mnogo



Sl. 85. Dnevni hod temperature u dolini i na vrhu brda 343 m iznad doline kod naselja Pikan u Priamurju 1913.–1914. god. (P. I. Koloskov; izvor: A. H. Hrgian, 1969.)

veća u dolini nego na višim padinama i vrhovima reljefnih uzvišenja; tako je i zimi i ljeti. Reljefna udubljenja (doline) danju su toplija, a noću hladnija od susjednih reljefnih uzvišenja. Stanovito se odstupanje može pojaviti u stvarnim reljefnim uvjetima u najhladnijem dijelu godine kad se dolina, zbog kratkog trajanja dana i utjecaja sjene susjednih brda ili planina, u tijeku podneva ne dospije dovoljno zagrijati da bi se dostigla temperatura viših reljefnih oblika koji su duže izloženi sunčevu zagrijavanju i nisu u sjeni. Zato su maksimalne dnevne temperature zimi na višim konveksnim oblicima najčešće više nego u dubokim, uskim, sjenovitim dolinama.

Utjecaj reljefa na raspodjelu minimalne dnevne temperature vidi se na sl. 86., iako je to tek početak hladnog dijela godine, pa vertikalne razlike u temperaturi nisu vrlo velike, tj. još ne postoje optimalni uvjeti za jako noćno ohlađivanje dugovalnom radijacijom. Vidi se da je geografska raspodjela minimalne temperature u dijelu porječja Rajne, 12. X. 1952., posljedica isključivo uvjeta za dugovalnu radijaciju u brežuljkastom kraju s usječenim riječnim dolinama Wuppera i Dhünna, pritoka Rajne. Razlike u raspodjeli temperature tako su tijesno povezane s reljefnim oblicima da čak i terase Rajne utječu na mikroregionalnu termičku diferencijaciju. Najniže su temperature bile u najnižim dijelovima doline Rajne, Wuppera i Dhünna; budući da su riječne doline izdužene, govori se o »pojasima hladnog zraka« u riječnim dolinama. Na višim (konveksnim) reljefnim oblicima iznad riječnih dolina temperatura ne samo da je viša nego u riječnim dolinama, već je i horizontalni gradijent temperature mnogo manji nego u riječnim dolinama. Tako se, npr., na desnoj strani sl. 86. vidi da je temperatura ista na udaljenosti od nekoliko kilometara; spuštanjem pak u bilo



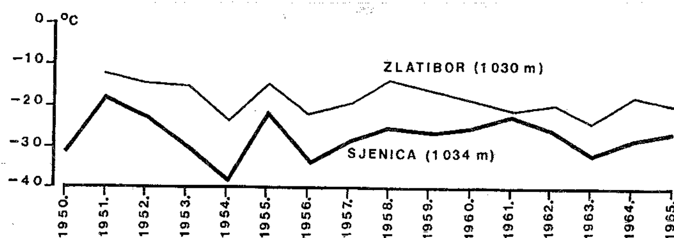
Sl. 86. Raspodjela minimalne temperature u dijelu porječja Rajne 12. X. 1952. god. 06–08 : 25 h (W. Weischet, 1955.)

koju dolinu temperatura naglo pada. Koliko je reljef dominantan modifikator vertikalne raspodjele temperature u takvim uvjetima, vidi se u još jednom detalju. Terasa Rajne je tako široka, a s druge strane Dhünn i Wupper u višoj terasi Rajne nisu usjekli široke i duboke doline, da bi se pojasi najhladnijeg zraka (ispod –2 °C) uz Rajnu i u uzvodnim dolinama spomenutih pritoka spojili u jedinstvene pojase hladnog zraka. U dolinama Wuppera i Dhünna, gdje je reljef življi, nastali su izolirani pojasi hladnog zraka. Očito je da su temperaturne razlike bile premalene da bi se hladni zrak iz viših dolina Wuppera i Dhünna »prelijevao« u niži pojas hladnog zraka uz Rajnu.

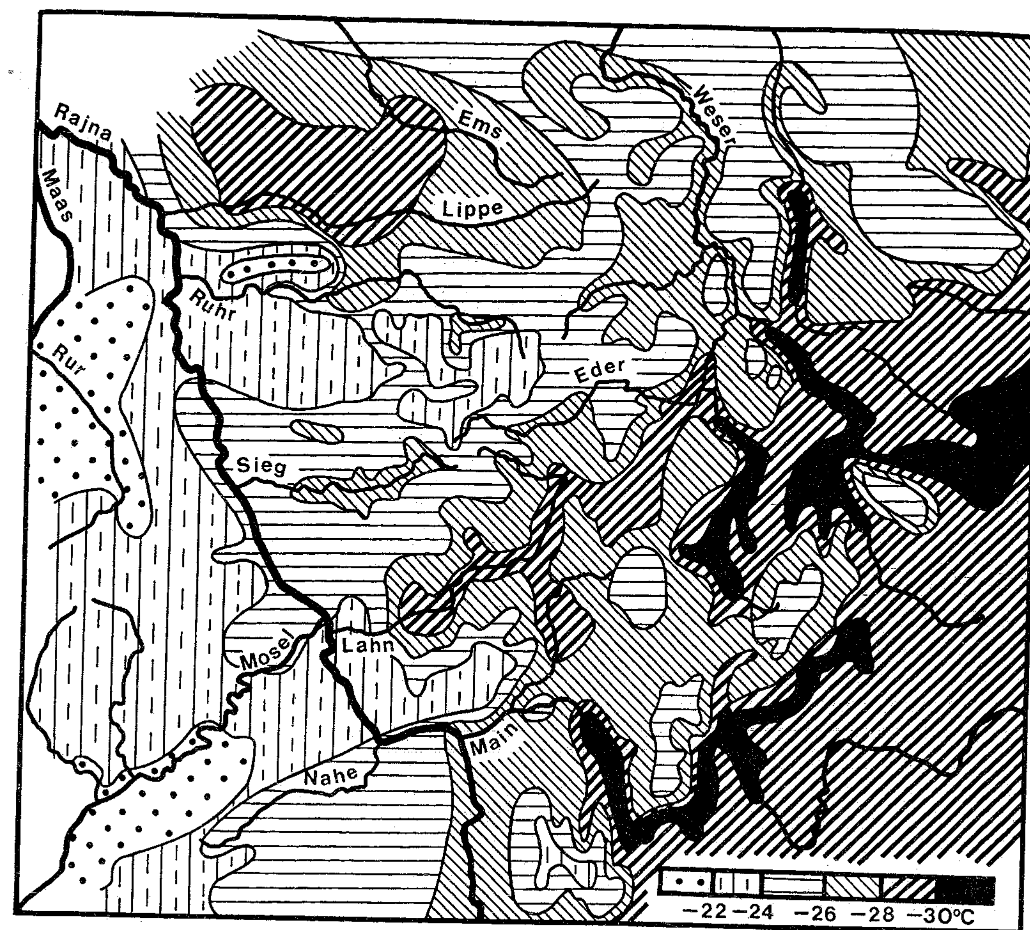
S povećanjem brzine vjetra povećava se mehaničko miješanje toplijeg i hladnijeg zraka, a to dovodi do usporenja porasta temperature prema tlu danju, a do manjeg ili nikakvog pada temperature prema tlu noću. Što je vjetar jači, raspodjela temperature bliža je suhoadijabatičkom gradijentu. To osobito vrijedi za noć. Svaki seljak zna iz iskustva da se ne treba bojati mraza kad puše vjetar. Opasnost postoji kada vjetra nema.

Utjecaj reljefa na minimalne temperature upoznat ćemo i na jednom primjeru bliže našoj zemlji (sl. 87.); usporedit ćemo minimalne godišnje, odnosno zimske temperature u periodu od 1950. do 1965. god. u Sjenici i na Zlatiboru na istoj nadmorskoj visini. Međutim, Sjenica je u Sjeničkoj kotlini, koja je ograđena planinama Javorom, Golijom, Homarom, Giljevom, Ozrenom i Jadovnikom; meteorološka postaja je na visini od 1 034 m. Zlatibor je, suprotno tome, planina koja ima izgled blago valovite visoravni. Meteorološka postaja nalazi se na njegovu sjevernom dijelu zvanom Palisad, na 1 030 m, oko 55 km daleko od Sjenice. Praktički nema razlike u nadmorskoj visini. Razlike između minimalnih temperatura obiju postaja ne mogu biti posljedica utjecaja različitih zračnih masa jer je međusobna udaljenost premalena, niti mogu biti posljedica utjecaja nadmorske visine, jer te razlike zapravo ne postoje. Zato su posebno zanimljive razlike između minimalnih godišnjih temperatura, a one su posljedica utjecaja reljefa. Sjenica je u izrazito konkavnom obliku reljefa u kojemu postoje svi uvjeti za noćno ohlađivanje zraka dugovalnom radijacijom, a meteorološka se postaja na Zlatiboru nalazi na rubu zaravni, pa ne postoji mogućnost za akumuliranje hladnog zraka u kakvu konkavnom obliku reljefa, niti njegovo daljnje ohlađivanje dugovalnom radijacijom. Upravo zato je Sjenica najhladnija meteorološka postaja u Srbiji, pa je 26. I. 1954. temperatura iznosila –38 °C. Razlike između tih postaja uočit ćemo i iz činjenice da srednja minimalna temperatura iz promatranog perioda u Sjenici iznosi –27,1 °C, a na Zlatiboru –17,7 °C; razlika iznosi čak 9,4 °C. Utjecaj konkavnog reljefa odražava se u činjenici da su minimalne godišnje temperature sistematski niže u Sjenici nego na jednako visokom Zlatiboru.

Sve spomenute zakonitosti u vezi s utjecajem reljefa na raspodjelu temperature još će se bolje, za geografa korisnije, vidjeti ako se promatra veći geografski prostor. Pogledajmo raspodjelu apsolutne minimalne temperature u zapadnom dijelu Njemačke (sl. 88.). Usporedba s kartom reljefa tog dijela Njemačke pokazuje dobru podudarnost, tako da se po izolinijama apsolutne minimalne temperature dadu izvesti glavni reljefni oblici. Sa zapada se osjeća jak maritimni termički utjecaj, pa u dijelovima Njemačke koji su bliži Sjevernome moru (tj. Atlantiku) nisu zabilježene tako niske temperature kao dalje prema kontinentalnijem istoku, gdje je reljef sve dinamičniji pa su temperature, u cjelini uzevši, sve niže. Treba ići prema istoku da bi se došlo do jezgre hladnih zračnih masa koje su donosile najjača zahlađenja, tako da u planinama nema velike regionalne razlike u prostornoj raspodjeli apsolutne minimalne temperature. Prostorna se diferencijacija uspostavlja u mirnim i tihim anticiklonskim situacijama *poslije* hladnih prodora, pa su najniže apsolutne minimalne temperature bile u uskim riječnim dolinama na brdovitijem i planinskom istoku. Ali, i druge su riječne doline (Lahn, Sieg, Weser, Leine) hladnije od višega planinskog okvira. Tako se sve riječne doline izdvajaju kao uske hladne zone. Promatranjem karte mora se zaključiti kako su važni regionalni modifikatorski utjecaji raznih oblika reljefa i nadmorske visine na opće maritimne i kontinentske utjecaje velikih dimenzija. Otuda i jasna



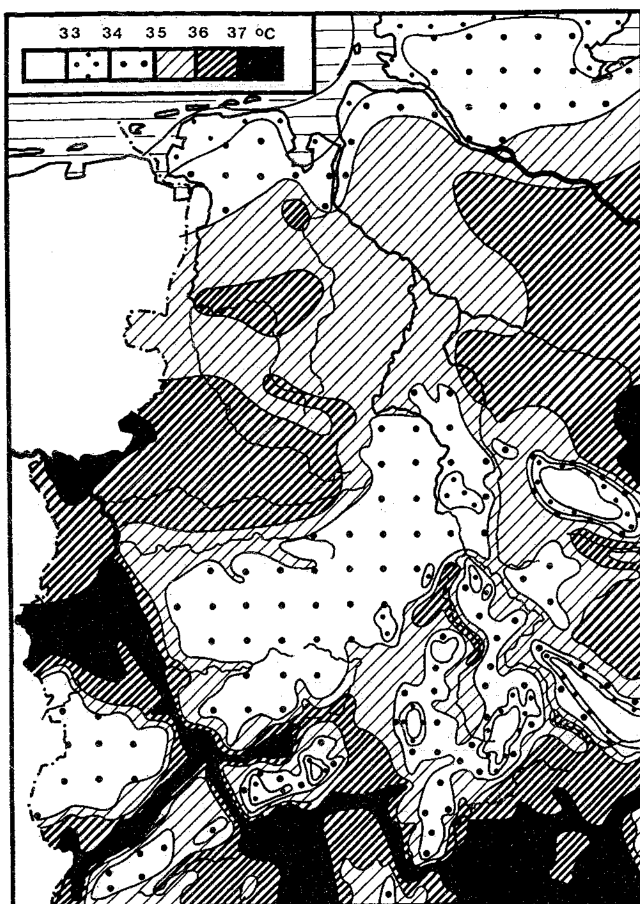
Sl. 87. Minimalne godišnje temperature u Sjenici i na Zlatiboru, Srbija; 1950.–1965. god. (T. L. Rakićević, 1971.)



Sl. 88. Apsolutne minimalne temperature u dijelu Njemačke 1881.-1950. god. (M. Manig, 1952. a)

klimatska diferencijacija i u manjim regionalnim cjelinama.

Naš prikaz modifikatorskog utjecaja reljefa na raspodjelu temperature upotpunit ćemo prikazom raspodjele apsolutne maksimalne temperature opet u zapadnom dijelu Njemačke (sl. 89.). Tako je moguća usporedba utjecaja reljefa zimi i ljeti. Apsolutna maksimalna temperatura u nekom relativno većem prostoru kao što je Njemačka, u određenom razdoblju, jasno, ne pojavljuje se istog datuma u svim postajama, jer su važni i lokalni faktori (smještaj meteorološke postaje, osobito termometra). Dominantan je faktor cirkulacijske prirode, tj. topli val zahvati veliko područje, a tek se u času njegova najintenzivnijeg razvoja osjeti utjecaj raspodjele kopna i mora te utjecaj geografske širine. Kolika će biti maksimalna temperatura, vrlo ovisi i o lokalnim reljefnim uvjetima, tj. najviša će temperatura biti zabilježena u konkavnim reljefnim oblicima, u dolinama, gdje su potpuno izražene sve spomenute kotlinske karakteristike termičkog režima. Apsolutna maksimalna temperatura je pod utjecajem geografske širine; zato ona raste prema jugu. U tom se prostoru taj utjecaj teško može odvojiti od utjecaja raspodjele kopna i mora, jer se približavanjem Sjevernom (i Baltičkom) moru apsolutne maksimalne temperature smanjuju na 34 °C i 33 °C uza samu obalu i na Frizijskim otocima. Prema jugu, kao i prema istoku dublje u kontinent, apsolutne maksimalne temperature rastu. Dublje u unutrašnjosti dominantan faktor postaje kontinentalnost i utjecaj reljefa. I tu se manifestira poznato pravilo da je apsolutna maksimalna temperatura najviša u riječnim dolinama, a niža u brdima i osobito u planinama. Tako se iz izolinija apsolutne maksimalne temperature lako dadu rekonstruirati generalne crte reljefa.



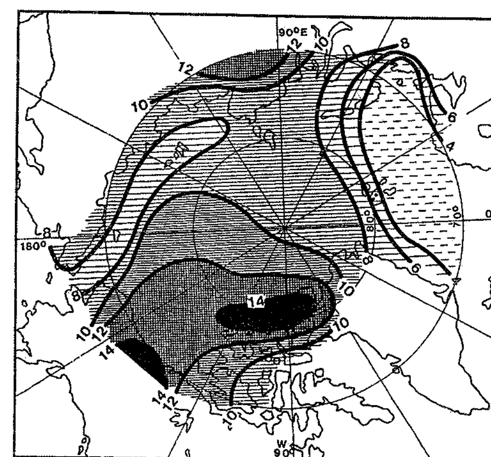
Sl. 89. Raspodjela apsolutne maksimalne temperature zraka u zapadnom dijelu Njemačke ; 1881.-1950. god. (M. Manig, 1952a.)

»Klin« visokih temperatura prodire dolinom Rajne i njezinih pritoka Mosela (poznati vinogradi), Lahna, Maine i Neckara (pa čak i nekih manjih pritoka) prema jugu, zapadu i istoku. Svi viši reljefni oblici, sve nešto više planine (Taunus, Hunsrück, Hardt, Eifel, Odenwald itd.) mogu se rekonstruirati prema pružanju izolinija, odnosno sve su planine relativno hladniji »otoci« iznad toplijih riječnih dolina. (Izuzetak je Rajnsko škriljavo gorje za koje je karakteristična izotermija na velikom prostoru, jer reljef nije jako diseciran.)

Prostorna raspodjela i intenzitet inverzije u Arktiku bitni su za vremenska stanja na sjevernoj hemisferi. Uvjeti su u biti slični kao i na Antarktiku; glavna je razlika u tome što se najveći dio Arktika – osim Grenlandskog ledenog pokrova – nalazi na malenoj nadmorskoj visini. Za oba primjera treba reći da postanak inverzije temperature nije uvijek jednostavan, pa je za duže promatrano razdoblje, kao što je npr. zima, najbolje uzeti da je inverzija kompleksnog postanka, tj. da nastaje terestričkom radijacijom, supsidencijom u anticiklonama i toplom advekcijom na visini. U prizemnom sloju (sl. 90.) dominantan je utjecaj dugovalnog ižarivanja. Čestina inverzije raste s porastom geografske širine, ali treba istaknuti da se najčešće pojavljuje prema sibirskoj strani Sjevernoga ledenog mora. Zimi postoji jaka inverzija iznad zaleđenih dijelova Sjevernoga ledenog mora, osobito u njegovu centralnom dijelu između pola i Kanadskoga arktičkog otočja, a u nižim geografskim širinama nad američkim kopnom intenzitet inverzije opet raste u području Yukona. To se područje jake inverzije nastavlja prema Sibiru, gdje ona čak postaje još jača (opet pod utjecajem kontinentalnosti). Postoje dvije »stanice« najjače inverzije temperature; »polarno-kanadska« (do ≥ 14 °C) i »sibirska« (do ≥ 12 °C), a odvojene su jednim pojasom nešto slabije inverzije uz obalu Sibira. To je posljedica češćih prolaza ciklona u tom dijelu Arktika, tj. posljedica je advekcije topline, a nastavak je toplog sektora između Norveškog i Barentsova mora. Približavanjem toplim morima, koja nisu zaleđena, inverzija slabi, pa u Norveškom i Barentsovu moru sasvim nestaje jer je more relativno vrlo toplo i ne postoje uvjeti za njezin postanak iznad toplije podloge (odnosno, raspodjela temperature je obratna: nad morskom površinom temperatura zraka je za 2 °C, 4 °C, 6 °C ili čak 8 °C viša nego na 850 hPa). Gustoća izolinija pokazuje da se intenzitet zimske inverzije malo mijenja u unutrašnjosti Arktika, a naglo raste prema periferiji, osobito prema sjevernom Atlantiku (Baffinov prolaz, Norveško i Barentsovo more). Ni visina plohe s maksimalnom temperaturom u sloju zraka s prizemnom inverzijom nije ista iznad cijelog Arktika; najveća je u centralnom Arktiku i na njegovoj sibirskoj strani, a niža je u američkom sektoru Arktika; to je posljedica znatno niže temperature u Sibiru s izrazitom kontinentalnošću, nego u arktičkom dijelu Sjeverne Amerike koji je manje kontinentski.

U kontinentskoj unutrašnjosti umjerenog pojasa nerijetko jaka inverzija na velikim prostranstvima uobičajeno je stanje atmosfere u hladnijem dijelu godine. Njezino trajanje opada prema toplijem jugu, a u istom smjeru opada i debljina inverzijskog sloja. Često postoji kombinacija radijacijske inverzije s inverzijom spuštanja u zimskim anticiklonama.

Za klimu je izuzetno važna inverzija temperature u tropima (neki je nazivaju *pasatnom inverzijom*), a nastaje supsidencijom zraka velikih razmjera u prostranim suptropskim anticiklonama, ali je sigurno da je donekle važan i utjecaj relativno hladne vode koja ohlađuje i stabilizira donje slojeve zraka. Postoji nad svim oceanima u tropskim širinama, često prelazi i u suptrope, a najbolje je istražena u tropskim širinama Atlantskog oceana (sl. 91.). Baza inverzijskog sloja najniža je iznad najhladnijih dijelova Atlantskog oceana, dakle ispred obale zapadne Afrike i u području pod utjecajem Bengvelske struje (jugozapadna Afrika). Od tih »jezgara« visina inverzijskog sloja povećava se i prema ekvatoru i prema zapadu, dakle prema toplijim dijelovima Atlantika (najviše do 2 km). To je posljedica sve slabije izražene supsidencije zraka na periferiji suptropskih anticiklona. S druge strane, približavanjem ekvatoru sve se češće pojavljuju vrlo razvijeni kumulusi koji povremeno i mjestimično probijaju inverzijski sloj te tako donose vlagu u inače suhi zrak na većim visinama iznad tog sloja.



Sl. 90. Srednji intenzitet inverzije temperature u Arktiku zimi (°C) (E. Vowinckel i S. Orvig, 1967.)

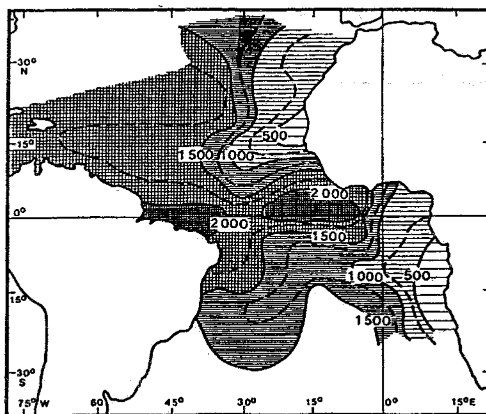
1.3.2.7. **HORIZONTALNA ILI GEOGRAFSKA RASPODJELA TEMPERATURE.** Na Zemlji se nailazi na vrlo velik raspon temperature; najniža apsolutna minimalna temperatura na sjevernoj hemisferi izmjerena je u Ojmjakonu (istočni Sibir) –77,8 °C (1938.), a na južnoj hemisferi na antarktičkoj polarnoj postaji Vostok –89,2 °C (21. VII. 1983.). Najviša temperatura izmjerena je u El Aziziji u Tripolitaniji (Afrika), 57,8 °C (13. IX. 1922.), a isto toliko, 57,8 °C, izmjereno je 11. VIII. 1933. u San Luizu, u Meksiku. Prema tome, na Zemlji postoji apsolutna amplituda temperature od 147 °C.

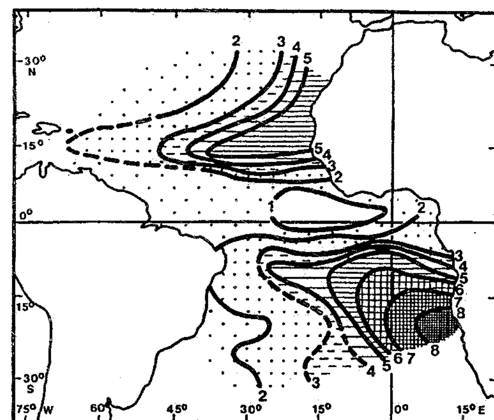
Za kartogramski prikaz geografske raspodjele temperature služimo se *izotermama*[71], krivuljama koje na geografskoj karti spajaju mjesta s jednakom temperaturom (godišnjom ili mjesečnom, ili u bilo kojem drugom razdoblju, ili u određenom satu). Da bi se eliminirao utjecaj različite nadmorske visine pojedinih postaja, temperatura se *reducira*[72] na razinu mora, tj. za svakih 100 m nadmorske visine postaje njezinoj se stvarnoj temperaturi dodaje 0,5 °C. Tako se eliminira utjecaj reljefa, a istakne se samo utjecaj geografske širine i raspodjele kopna i mora. Budući da se redukcijom dobiva temperatura koja stvarno ne postoji, na kartama se često prikazuje i stvarna raspodjela temperature. To nije uvijek moguće jer se u planinskim krajevima i zemljama teško mogu nacrtati karte sa stvarnom temperaturom, pa je tada bolje koristiti se reduciranim temperaturama.

Uglavnom se analizira raspodjela temperature u ekstremnim mjesecima, najtoplijemu i najhladnijemu, a to su najčešće siječanj i srpanj (iako to ne moraju biti ekstremni mjeseci u svim dijelovima svijeta; tako je u onim dijelovima svijeta u kojima živi većina njegova stanovništva. Na prostranim pak morskim prostorima i u tropima razlike između susjednih mjeseci tako su male da će prikaz raspodjele temperature u siječnju i srpnju biti najreprezentativniji od svih mogućih kombinacija).

Na homogeno građenoj Zemlji izoterme bi tekle u smjeru istok-zapad, tj. njihov bi se smjer poklapao s paralelama. U stvarnosti, zbog nehomogenosti Zemlje, postoje znatna odstupanja, jer geografska raspodjela temperature nije u jednostavnom odnosu s količinom primljene i odane radijacijske energije u pojedinim dijelovima svijeta; važnu ulogu ima i advekcija topline (zračna i morska strujanja). U tropima se najviše ističe utjecaj geografske širine, tj. insolacija je cijele godine relativno velika i – što je

[71] grč. *isos* – jednak, sličan; *therme* – toplina
[72] lat. *reducere* – voditi natrag, opet uvesti



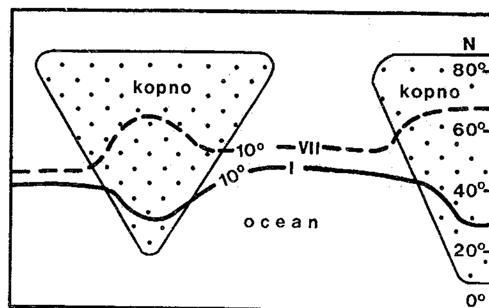


Sl. 91. Gore, visina baze inverzijskog sloja (m) u tropskom dijelu Atlantskog oceana; dolje, intenzitet inverzije (°C) (H. Ficker, izvor: H. Riehl, 1954.)

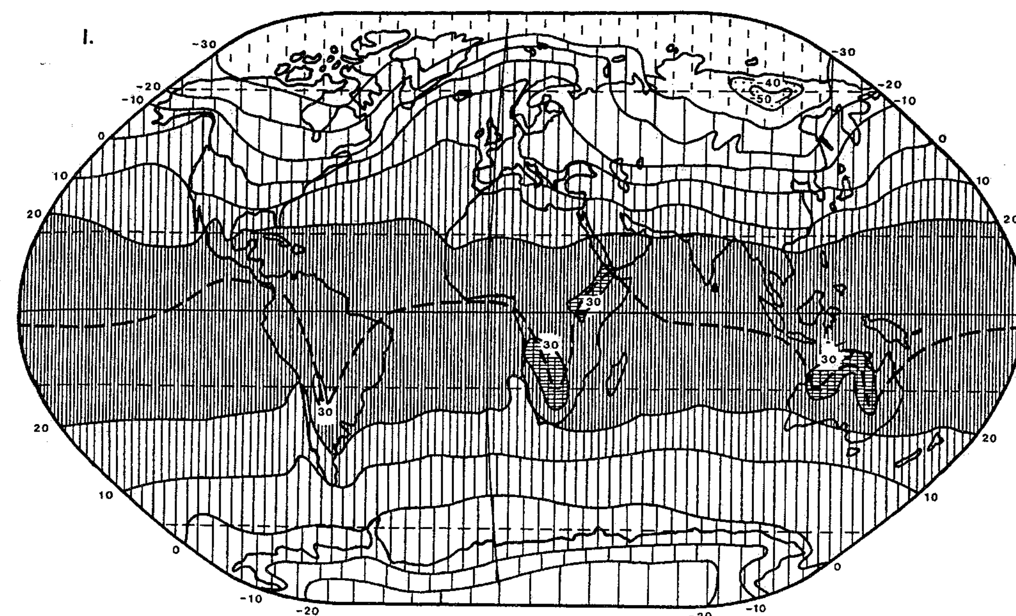
još važnije – ujednačena, pa će takav biti i godišnji hod temperature. Na pružanje izotermi bitno utječe i raspodjela kopna i mora, ali je taj utjecaj evidentan tek izvan ekvatorske zone, a neposredno uz ekvator raspodjela kopna i mora ima sporedno značenje (sl. 92.). Zbog različitih termičkih osobina vode i kopna, u zimskoj polovici godine (siječanj na sjevernoj hemisferi) izoterme na kopnu povijaju se i dalje prodiru prema ekvatoru nego one nad morskim prostranstvima, pa će mjesto na kopnu biti mnogo hladnije od mjesta na istoj geografskoj širini na moru (ili na obali). Suprotno je ljeti; kopno se jače ugrije od mora, pa će izoterme ljetnih mjeseci nad kontinentom prodirati daleko u više geografske širine nego one nad morem, tj. mjesto na kopnu bit će ljeti mnogo toplije od mjesta na istoj geografskoj širini na moru (ili na obali). Koncentracija velikih kontinentskih masa bitno pridonosi deformaciji izoterma na sjevernoj hemisferi, a pružanje izoterma na južnoj hemisferi bit će manje poremećeno.

Pri razmatranju termičkog utjecaja morskih struja treba biti malo oprezniji nego što je to uobičajeno jer se često pretjerano ističe njihov utjecaj, odnosno često se ne sagledava bit problema. Hladne i tople morske struje samo su *dio* jedne velike morske mase, pa je za upoznavanje termičkog utjecaja mora bitno je li ono prekriveno ledom ili nije. Zbog termičkog kontrasta ocean-kopno, utjecaj hladnih struja izrazitiji je ljeti nego zimi; suprotno tome, utjecaj toplih morskih struja jači je zimi nego ljeti, ali oba ta utjecaja ne možemo odvojiti od općeg utjecaja *mora kao cjeline*. Ljeti je more hladnije od susjednoga kopna bez obzira na to kakva struja teče uz obalu. Isto tako more je zimi toplije od susjednoga kopna bez obzira na to kakva struja teče uz obalu. Morske struje samo pojačavaju te kontraste koji bi postojali i da nema morskih struja.

Sada smo došli do onog najvažnijeg: Domet i intenzitet utjecaja mora, prije svega njegov termički utjecaj, bitno ovisi o općoj cirkulaciji, a u nekim dijelovima svijeta ne manje i o sekundarnoj cirkulaciji, ako je ona vrlo izrazita (npr. monsuni itd.), tj. preteže li *strujanje s mora ili s kopna*. Promotrimo – u sklopu raspodjele temperature na Zemlji – najprije termički utjecaj Atlantika u siječnju (sl. 93.). Pod njegovim se utjecajem sve izoterme u *čitavom* sjevernom Atlantiku (a ne samo pred obalom Europe!) kao klin zabijaju daleko prema sjeveru. Atlantik ne zagrijava samo Europu i zapadnu Aziju, nego i sva područja uz obalu Sjeverne Amerike te Grenlandski ledeni pokrov i Arktik uopće, ali je taj efekt očitiji u Euroaziji zbog *općega zapadnog strujanja zraka* na Atlantiku u ovim širinama. To je bitan razlog, a tek onda slijedi utjecaj tople Golfske struje koja samo pojačava termički utjecaj Atlantika na Europu. U području hladne Labradorske struje Atlantik inten-



Sl. 92. Utjecaj raspodjele kopna i mora na pružanje siječanjske i srpanjske izoterme na sjevernoj hemisferi (A. N. Strahler, 1951.)

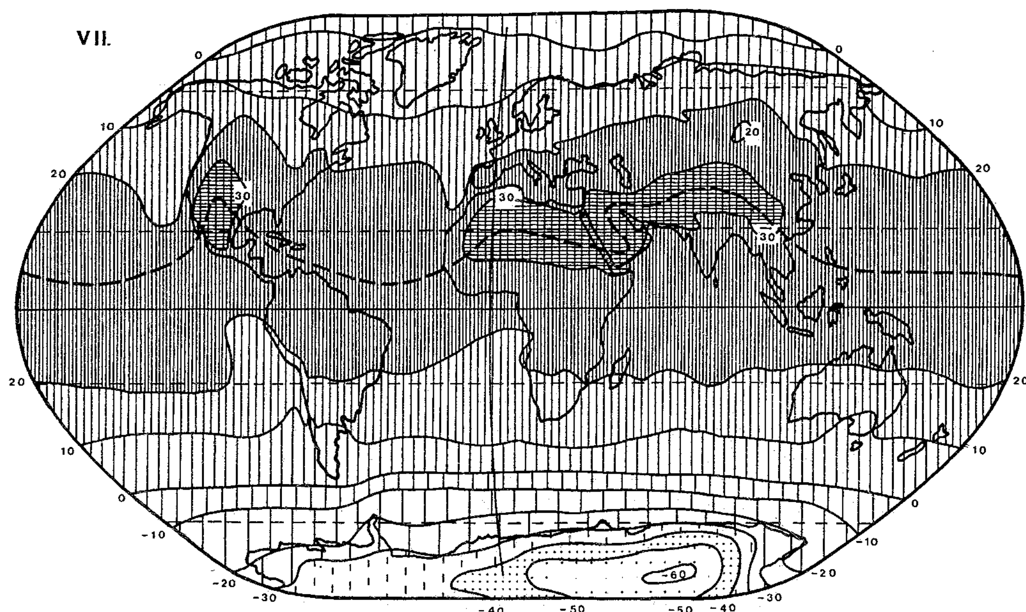


Sl. 93. Raspodjela reducirane srednje siječanjske temperature na Zemlji; isprekidana krivulja je termički ekvator (J. Blüthgen, 1966.)

zivno zagrijava širi obalni pojas sve dok more nije zaleđeno. Ako more nije zaleđeno, a tako je malo dalje od obale, ono je – čak i kad je vrlo hladno – neusporedivo toplije od zraka na Grenlandu i kanadskom sjeveru, odnosno na Arktiku, pa svakako djeluje kao vrlo važan izvor topline. Siječanjske izoterme povijaju se na sjever ne samo pod utjecajem tople Golfske struje, nego i pod utjecajem *sjevernog Atlantika uopće*, dakle i u onom području gdje teku *hladne* morske struje. Puhanje pretežno zapadnih vjetrova uzrok je što se maritimni utjecaj Atlantika zimi osjeća mnogo više u Europi nego na sjeveru i sjeveroistoku Sjeverne Amerike i na Grenlandu, kamo topli atlantski zrak samo kratkotrajno prodire na kopno u toplu sektoru ciklona, a poslije njihova prolaza te krajeve zahvati strujanje suha i vrlo hladna kontinentskog zraka iz unutrašnjosti kopna i sa sjevera uopće. Treba upozoriti i na istodobni termički utjecaj kopna; bitna je činjenica *da se Europa prema sjeveru suzuje, a Sjeverna se Amerika širi, tj. velika kopnena masa u visokim geografskim širinama bitno pridonosi zimskom ohlađivanju.*

U biti nešto slično postoji i na sjevernom Pacifiku, ali je njegov termički utjecaj slabiji jer je Beringov prolaz preuzak i plitak. Usprkos tome, sjeverni Pacifik intenzivno zagrijava obale Aljaske, Sibira i zapadne Kanade, ali reljef u Aljaski i dominantno strujanje zraka u istočnom Sibiru (zimski monsun s kopna na more) onemogućuju dublje prodiranje tog utjecaja u kopno. Siječanjske izoterme pred obalom istočnog Sibira pružaju se na sjever usprkos činjenici da uz nju teče hladna struja Oya Shio. Dovoljno je da more nije zaleđeno i već je samim time neusporedivo toplije od izuzetno hladnog zraka koji dolazi iz Sibira. Da termički utjecaj Pacifika ne prodire dublje u istočni Sibir, treba pripisati činjenici što topli pacifički zrak samo povremeno, u toplom sektoru ciklona, prodire nešto dublje od obale Pacifika u unutrašnjost Sibira i sjeverne Kine. Dominantno je strujanje s *kopna na more*, pa je termički utjecaj hladnog Sibira jači. (Tako smo zapravo otkrili isti uzrok hladnoće istočnog Sibira, odnosno istočne Azije uopće, te sjevera Sjeverne Amerike i Grenlanda. Uzrok je dominantno strujanje zraka s kopna na more!). Tom problemu možemo prići i s druge strane, s kopna. Hladni zimski monsun gotovo neprekidno struji s kopna na more. Hladna struja uz obalu istočne Azije zapravo je topla voda i dio je mase pacifičke vode. Glavni faktor koji potiskuje siječanjske izoterme na jug je rashlađeno azijsko kopno!

Ljeti je utjecaj mora obratan (sl. 94.). Ono je hladnije od susjednoga kopna bez obzira na to je li struja hladna ili topla. (Ne zaboravimo da govorimo o srednjoj mjesečnoj temperaturi.) Ako je more toplo ili hladno, to samo *pojačava* već postojeće kon-



Sl. 94. Raspodjela reducirane srednje srpanjske temperature na Zemlji; isprekidana krivulja je termički ekvator (J. Blüthgen, 1966.)

traste. Bitno je kako su raspodijeljene kopnene i morske mase i kako je pretežno strujanje zraka, a morske su struje samo *modifikatori*. Tihi ocean, u odnosu prema Aziji i Sjevernoj Americi, potiskuje ljetne izoterme prema jugu, samo je to potiskivanje jače u području hladnih morskih struja Oya Shio i Kalifornijske struje nego u toplom središnjem dijelu sjevernoga Pacifika. Iz svega što je rečeno, zajedno sa sličnim, ali bitno slabijim utjecajima u ostalim dijelovima svijeta, moramo neprekidno imati na umu činjenicu da je najvažniji faktor termički utjecaj kontinenata i oceana kao *cjelina, pretežno strujanje zraka u zimskom i ljetnom dijelu godine*, a utjecaj hladnih i toplih morskih struja samo je modifikatorske prirode i ne smije se izdvajati od utjecaja oceana kao cjeline, te samo morskim strujama pripisivati neku golemu klimatsku važnost u globalnim dimenzijama.

Budući da veći dio Zemlje prekriva more, spomenuti problem razmotrit ćemo iz drugog aspekta. Razmotrit ćemo izmjenu energije između površine svjetskog mora i atmosfere, ali samo u godišnjem prosjeku (sl. 95.), pa je teško postavljati neka točno definirana opća pravila. S izuzetkom većeg dijela Indijskog oceana, moglo bi se reći da vrijedi pravilo da u tropima više topline prelazi iz atmosfere u more nego obratno. S porastom geografske širine proces je sasvim suprotan – više topline prelazi iz mora u zrak, tj. u višim geografskim širinama more je izvor golemog »viška« topline koja zagrijava zrak. Najveće količine topline prelaze iz mora u atmosferu u širokom pojasu od Floride do Svalbarda, tj. čitav sjeverni Atlantik oslobađa goleme količine topline koja odlazi u atmosferu gdje se zračnim strujama prenosi na susjedna kopna, osobito u Europu i zapadnu Aziju. Značajno je da struja Kuro Shio uz pacifičku obalu Azije donosi manje količine topline nego odgovarajuća struja u Atlantskom oceanu.

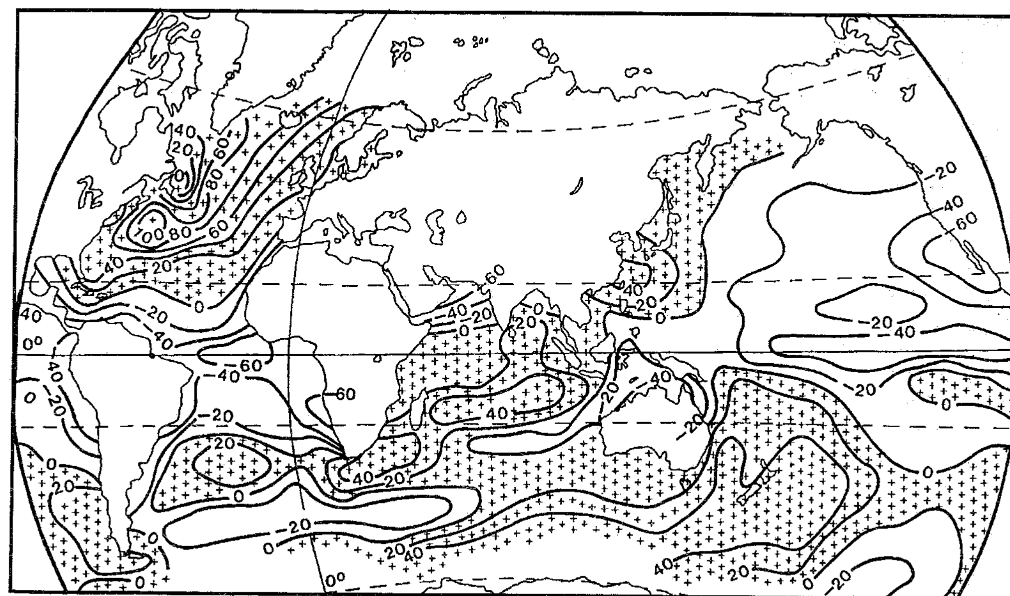
Zanimljivi su neki detalji koji upućuju na termički utjecaj morskih struja, a najbolje se vide u područjima pod utjecajem Bengvelske i Humboldtove struje. U višim geografskim širinama, bliže Antarktiku, spomenute hladne morske struje u večem dijelu površine kojom teku *zagrijavaju* hladni zrak iznad sebe, a kad prelaze u trope, troše više topline iz zraka iznad sebe nego što mu predaju. (Slično se može reći i za Kanarsku struju; na sjeveru ona oslobađa toplinu, a na jugu troši toplinu iz atmosfere.) U sjevernom dijelu Tihog oceana situacija je nešto kompliciranija, tj. uz čitavu pacifičku obalu Sjeverne Amerike more u godišnjem prosjeku više troši topline iz atmosfere nego što mu predaje, a tek je prema azijskoj obali obratno. Usprkos tom izuzetku, iz svega što je rečeno moglo bi se zaključiti da je nezaleđeno more u blizini hladnoga kontinenta ili ledenih pokrova zimi uvijek toplo (u blizini ledenih pokrova i ljeti), bez obzira na to koliko je hladna njegova voda. Obratno, hladno more, odnosno hladna morska struja, koliko se god ugrije na svom putu, nikad nije toplija od susjednoga vrućega kopna (pustinje ili sl.) u tropima. Duljina dana i noći, odnosno ljeta i zime, odredit će kolika je godišnja količina topline koja prijeđe iz mora u zrak i obratno u području jedne morske struje, odnosno bilanca topline *mijenjat* će se s geografskom širinom. I tako ista *hladna morska struja u višim geografskim širinama grije atmosferu iznad sebe, a u niskim geografskim širinama hladi atmosferu iznad sebe.*

Ako nam je sada jasan termički utjecaj hladnih morskih struja, mogli bismo se opet vratiti na termički utjecaj toplih morskih struja, jer se na sl. 95. vidi da bismo u tom slučaju trebali izvesti obratan zaključak nego za hladne morske struje. Promatrajući »izvorišno« područje Golfske i Kuro Shio struje, tj. tropsko područje Atlantika i Pacifika, vidimo da u tim dijelovima te struje troše više topline iz atmosfere nego što je predaju njoj, dakle obratno nego izvan tropa. Iz toga proizlazi da *topla morska struja u tropima hladi atmosferu iznad sebe, a u višim geografskim širinama grije zrak.* Moramo zaključiti da pri raspravljanju o termičkom utjecaju neke morske struje moramo uvijek reći o kojoj je geografskoj širini riječ, a ne generalizirati.

Gustoća izotermi ovisi o homogenosti promatranog područja. One su rijetko raspoređene u centralnim dijelovima oceana i kontinenata, a najgušće su na njihovu dodiru, napose onda kad su u dodiru morske struje i kontinenti s izrazito kontrastnim temperaturama. Tada postoji velik horizontalni gradijent temperature, velike razlike temperature na malenim udaljenostima, a to ima golemu važnost za intenzitet atmosferske cirkulacije, koja konačno ovisi o termičkim razlikama između pojedinih dijelova svijeta. Horizontalni gradijent temperature je vektor koji pokazuje veličinu opadanja temperature u atmosferi na jedinici udaljenosti (na 100 km ili na 1 meridijanski stupanj) okomito na izotermnu plohu u smjeru pada temperature.

Geografska raspodjela temperature na Zemlji pokazuje termičke kontraste, odnosno karakteristike Zemlje kao cjeline u ekstremnim mjesecima, usred ljeta i usred zime. Uspoređivanjem obaju stanja vidi se da postoji:

a) izrazito pravilno premještanje izotermi od sjevera prema jugu za vrijeme prijelaza sjevernohemisferskog ljeta u zimu, odnosno obratno, od juga prema sjeveru za vrijeme prijelaza sjevernohemisferske zime u ljeto, a paralelno s prividnim gibanjem sunca, odnosno sve izoterme na jednoj hemisferi ljeti se pomiču prema polu, a zimi se povlače prema ekvatoru.



Sl. 95. Godišnja bilanca topline koja iz mora prelazi u atmosferu (pozitivne vrijednosti; označeno križićima) ili iz atmosfere u ocean (negativne vrijednosti; bijelo) u kcal cm^{-2} $godina^{-1}$ (M. I. Budyko i dr., 1954.)

b) Migracija izotermi mnogo je izrazitija iznad kontinenata nego iznad oceana, zbog većih godišnjih amplituda temperature iznad kopna nego nad oceanom; npr., izoterma od 0 °C koja u siječnju prolazi kroz srednju i istočnu Aziju, te kroz sjeverni dio SAD-a, uz obalu Pacifika skreće na sjever, povlači se u srpnju u centralni dio Sjevernoga ledenog mora. Utjecaj euroazijske kopnene mase tako je jak da u siječnju mnoge izoterme potpuno skreću sa svoga osnovnog smjera, pa u nekim dijelovima pretežne izrazito pružanje sjever-jug. Nešto manje to se vidi i uz istočnu obalu Azije na njezinu kontaktu s Tihim oceanom. Golemu klimatsku važnost za sjevernu hemisferu ima činjenica da je Grenlandski ledeni pokrov, isto kao i centralni Arktik, izvor hladnoće i usred ljeta. Na karti se vidi hladni »klin« u području Grenlandskoga ledenoga pokrova.

c) Najviše temperature ljeti su na kontinentima; isto se tako nad kontinentima razvijaju hladne »stanice« zimi. Tako se vide dva središta hladnoće na sjevernoj hemisferi, istočni Sibir i centralni Grenland; na južnoj hemisferi, nalazi se samo jedno središte, Atlantik, jer u njezinu umjerenom pojasu nema velikih kontinentskih masa. Ljeti se jako zagrijana središta razvijaju u tropskom i suptropskom dijelu Južne Amerike, južne Afrike i Australije. Zbog postojanja prostranih vodenih masa triju oceana, te se stanice ne mogu spojiti u jedinstven pojas.

d) Horizontalni gradijent temperature veći je zimi nego ljeti, jer su temperaturne razlike između kontinenata i oceana veće zimi nego ljeti, pa je to uzrok intenziviranja atmosferske cirkulacije u zimskoj polovici godine. Horizontalni gradijent temperature najveći je u obalnim područjima.

Linija koja povezuje točke s najvišom temperaturom zove se *termički ekvator*. Termički ekvator *nije* izoterma, jer on ne spaja mjesta s istom temperaturom. On povezuje mjesta s najvišom godišnjom ili najvišom srednjom mjesečnom temperaturom (po jedna točka na svakome meridijanu), bez obzira na to koliko ona iznosi, a ona je u raznim dijelovima svijeta različita. Zato se termički ekvator može ucrtati na kartu srednjih godišnjih temperatura, srednje siječanjske ili srednje srpanjske temperature, a može se ucrtati i na kartu srednjih mjesečnih temperatura bilo kojeg mjeseca. Termički se ekvator ne poklapa s geografskim ekvatorom jer je sjeverna hemisfera u godišnjem prosjeku toplija od južne, a najtopliji ljetni mjesec topliji je na sjevernoj nego na južnoj hemisferi. To je posljedica nejednake raspodjele kopna i mora na našem planetu. U godišnjem prosjeku on se nalazi na 5° N, a u tijeku godine pomiče se zajedno s prividnim gibanjem sunca. Lokacija termičkog ekvatora ovisi i o regionalnoj raspodjeli kopnenih i morskih masa. Na kontinentima se termički ekvator udaljuje od ekvatora (ljeti), a na oceanima mu se približuje. Najveće odstupanje, odnosno udaljenje termičkog ekvatora je u saharskoj Africi i južnoj Aziji, što je posljedica zajedničkog utjecaja tih kontinentskih masa. Budući da temperatura nekih dijelova svijeta djelomično ovisi o morskim strujama, na pružanju termičkog ekvatora evidentan je utjecaj morskih struja uz pacifičku obalu Sjeverne i Južne Amerike te uz atlantsku obalu Afrike.

Zbog nejednolike raspodjele kopna i mora, srednje temperature sjeverne i južne hemisfere prilično se razlikuju (tab. 4.). Sjeverna je hemisfera u najhladnijemu zimskomu mjesecu (siječanj) hladnija od južne za 2,7 °C. Ljeti je obratno: sjeverna je hemisfera za 4,9 °C toplija od južne. Sjeverna hemisfera ima kontinentalniju klimu (godišnja amplituda iznosi 13,8 °C) od južne hemisfere (godišnja amplituda 6,2 °C).

Za klimu umjerenih širina vrlo je važna raspodjela temperature u polarnim krajevima, pa ćemo posebno prikazati raspodjelu temperature na Arktiku i na Antarktiku. Nedogledne posljedice ima izuzetno važna činjenica da je Antarktik kontinent okružen oceanima, a Arktik je ocean okružen kontinentima, i zapravo samo u jednom sektoru komunicira sa sjevernim Atlantikom. Tako postoji stalna izmjena vodenih masa između Arktika i Atlantika, a neusporedivo manje preko Beringova prolaza između Arktika i Tihog oceana. Bitna je razlika između njih u tome što u Arktik na površini ulazi topla voda, a izlazi hladna, a s Antarktika u niže geografske širine po površini mora teku samo hladne mase vode. Oko Antarktika postoji široki pojas, bedem hladne vode, a u Arktiku topla voda kao klin prodire duboko u njegovu unutrašnjost.

SREDNJE TEMPERATURE NA ZEMLJI
(E. S. Rubinštejn, 1953)

Hemisfere	Siječanj	Srpanj	Godina	Amplituda
sjeverna	8,6	22,4	15,2	13,8
južna	17,5	11,3	13,3	6,2
Zemlja	13,0	16,8	14,3	3,8

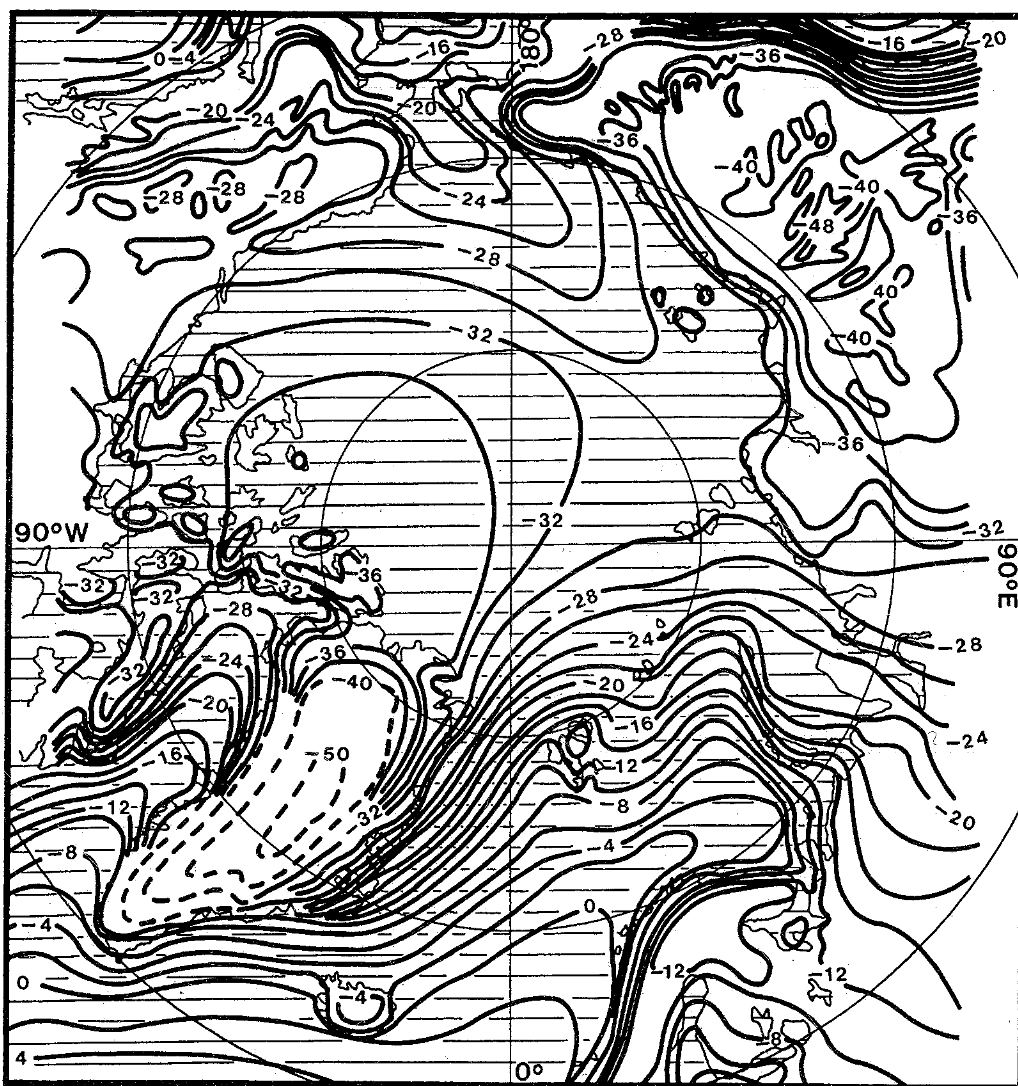
Tab. 4.

Veći dio godine centralni je Arktik prekriven tankim slojem hladnog zraka koji služi kao dobar izolator od termičkih utjecaja u atmosferi iznad njega. Zato temperatura zraka ovisi prije svega o temperaturi leda. U Arktik povremeno prodire topli zrak s juga, s Atlantika, a mnogo manje s Pacifika (to je uvijek topli zrak, i ljeti i zimi, za razliku od umjerenih geografskih širina gdje je zrak sa sjevernog Atlantika i Pacifika topao samo zimi, a ljeti je relativno hladan). Zabilježeni su primjeri naglog porasta temperature na Sjevernom polu zimi čak za 30 °C. S prestankom tople advekcije, dominantni faktor opet postaje radijacija, pa će ponovo temperature pasti. Porast brzine vjetra također uzrokuje porast temperature jer se mehaničkom turbulencijom uništava inverzijski sloj, pa se topliji zrak inverzijskog sloja miješa s hladnijim zrakom uz podlogu. Stišavanjem vjetra uspostavlja se prijašnja situacija; temperatura naglo padne i opet nastane inverzijski sloj. Ljeti pak kopnjenje snijega i leda onemogućuje porast temperature iznad nule, ili ona poraste samo malo iznad nje; na 75° N oko 40 dana, a na Sjevernom polu 10–15 dana u drugoj polovici srpnja. Jedna od specifičnosti Arktika je godišnji hod temperature iznad zaleđenog mora. Zimi se iznad leda srednja temperatura zraka vrlo malo mijenja iz mjeseca u mjesec. Ne postoji izraziti zimski minimum, tj. svi su zimski mjeseci u biti podjednako hladni. Posljedica je to specifičnih termičkih uvjeta, tj. zimi nema insolacije, pa temperatura zraka ovisi o odnosu dugovalne radijacije zaleđenog mora, o strujanju topline kroz led i o advekciji topline zračnim strujanjima u vezi s ciklonskom aktivnošću. Budući da zimi u unutrašnjem Arktiku pretežu tišine, toplina iz sloja zraka iznad inverzijskog sloja ne može zagrijavati podlogu. Tako se najčešće uspostavlja ravnoteža između primljene i odane topline, a posljedica je »temperaturna monotonija«, odnosno tzv. bezjezgrena zima.

Nešto slično može se reći i za apsolutne minimalne temperature. Nad tankim ledom one padnu do –40 °C, a nad debelim ledom čak i nešto ispod –50 °C. Ali, nikada nisu zabilježene tako niske temperature kao u istočnom Sibiru, koji je mnogo južniji. (Apsolutna minimalna temperatura na polarnoj postaji »Sjeverni pol 6« iznosila je –48,7 °C; »Sjeverni pol 7« –49,6 °C; »Sjeverni pol 9« –50,8 °C; »Alpha« –49,4 °C itd.) Sve to govori o stalno prisutnoj maritimnosti i u najsurovijim arktičkim uvjetima! Zbog utjecaja toplog mora i zbog ciklonske aktivnosti Arktik nije tako hladan kao Antarktik i susjedni Sibir (za Sibir treba reći – samo zimi).

Geografska raspodjela temperature u Arktiku (sl. 96. i 97.) pokazuje neke specifičnosti koje proizlaze iz opisanih termičkih svojstava kopna, leda i mora, radijacijskih uvjeta i geografske raspodjele kontinenata. U siječnju (koji nije svagdje najhladniji mjesec) i srpnju zaključuje se da je uobičajena generalizacija da srednje mjesečne temperature opadaju s porastom geografske širine previše općenita, odnosno to je točno samo kad se promatra Sjeverno ledeno more zajedno s rubnim morima, a pritom se ne misli na raspodjelu temperature na susjednim kontinentima i na Grenlandskom ledenom pokrovu. Prije negoli detaljnije prikažemo raspodjelu temperature ljeti i zimi, možemo spomenuti ono što je zajedničko siječanjskoj i srpanjskoj raspodjeli temperature. Horizontalni gradijent temperature mnogo je veći na dodiru arktičkih mora i susjednog Atlantika (djelomično i Pacifika) te euroazijskog i američkoga kontinenta, odnosno Grenlandskoga ledenog pokrova, nego nad ledenim (i vodenim) prostranstvima Arktika ili, još zornije rečeno, gustoća izotermi mnogo je veća na periferiji nego u središnjim dijelovima Arktika. Zatim, horizontalni je gradijent temperature mnogo veći zimi nego ljeti; to osobito vrijedi kad se promatra sjeverni Atlantik i Baffinov zaljev s Davisovim prolazom, tj. dodirno područje sjevernoga Atlantika i hladnoga Grenlanda te centralnog Arktika. Na karti koja prikazuje raspodjelu temperature u siječnju ima mnogo više izotermi nego na karti srpanjskih temperatura.

U siječnju (sl. 96.) temperatura pada s porastom geografske širine samo nad morem, tj. kad se ide Norveškim morem prema polu, odnosno kad se ide od Beringova prolaza također prema polu. Međutim, najniža temperatura nije u užem području Sjevernog pola (to je područje tankog leda koji pluta na relativno toploj vodi). Područje najveće hladnoće na Arktiku nalazi se u široj zoni sjeverno od Kanadskoga arktičkog otočja, tj. pomaknuto je prema Grenlandu. Posljedica je to postojanja vrlo hladnoga Grenlandskoga ledenog pokrova, pa otuda i ta »ekscentričnost«. Zapadni je Arktik hladniji od njegova istočnog dijela, jer je spomenuto njegovo najhladnije područje nastavak »hladnog otoka« s Grenlandskoga ledenog pokrova, a mnogo bi manju važnost imali ledom i snijegom prekriveni otoci u Kanadskom arktičkom otočju (oni »razvlače« izoterme od –34 °C i – 32°C). Sasvim je drukčije kad se uzima profil bilo preko Grenlanda, bilo preko sjevernog Sibira prema Sjevernom polu. U oba primjera ne vrijedi ona generalizacija da »temperatura opada s porastom geografske širine«. Ne vrijedi zato što se uzima profil nad kopnom, odnosno ledenim pokrovom i zaleđenim morem čija su termička svojstva različita. Pođemo li od južnoga Grenlanda (izoterme –6 °C, –8 °C, –10 °C itd.) prema sjeveru, temperatura opada do najvišeg dijela Grenlandskoga ledenog pokrova (izoterma –50 °C). Dalje prema Sjevernom polu srednja siječanjska temperatura *raste* (siječemo izoterme –40 °C, –38 °C, –36 °C). Što je uzrok toga prividnog paradoksa da idemo prema polu, a temperatura raste. Već znamo: promjena prirodne podloge i, još više, utjecaj nadmorske visi-

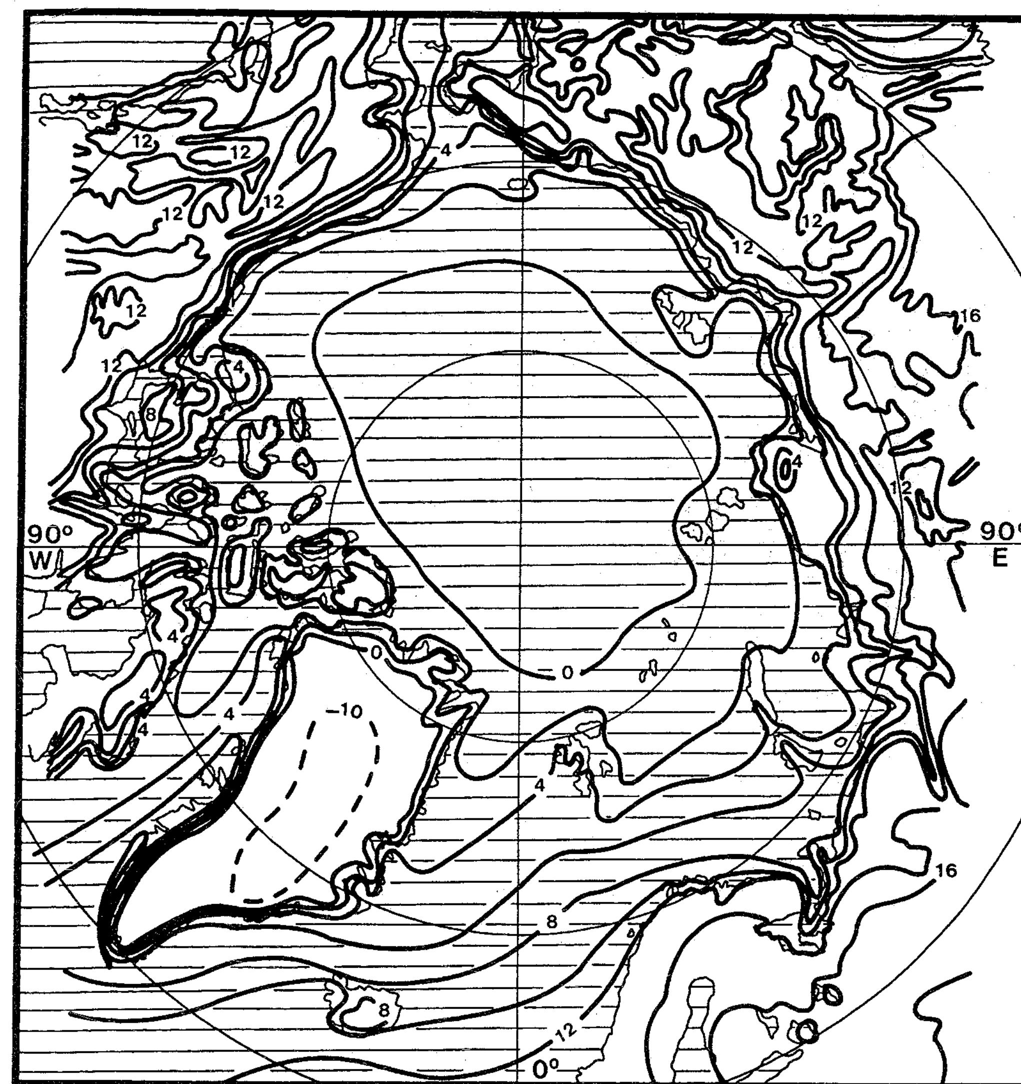


Sl. 96. Srednja stvarna temperatura zraka na Arktiku u siječnju (Z. M. Prik; izvor: E. Vowinckel i S. Orvig, 1970.)

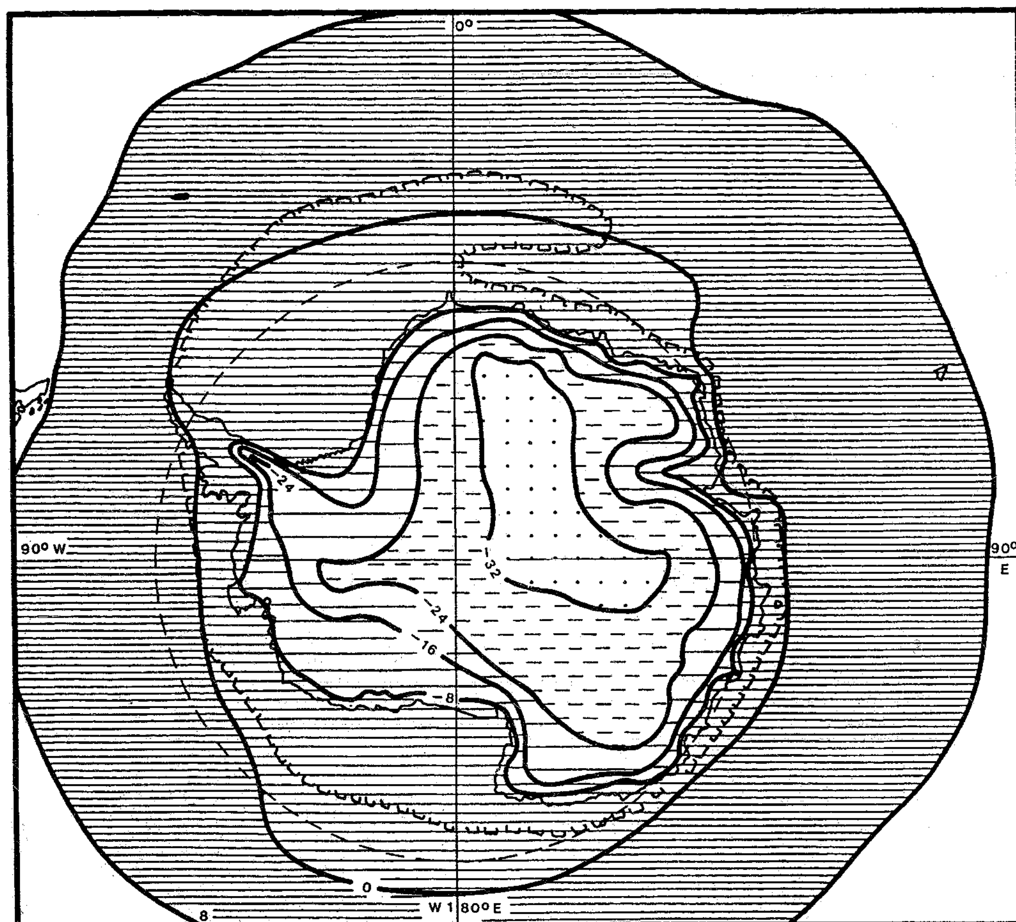
ne. S kopna se prelazi na more, doduše zaleđeno, ali ipak – more. Utjecaju goleme debljine leda na Grenlandu (slabo pritjecanje topline iz unutrašnjosti leda) treba dodati i ono važnije – utjecaj velike nadmorske visine Grenlandskoga ledenog pokrova. Istočni Sibir pokazuje da bi u biti bilo slično i kad ne bi bilo Grenlandskoga ledenog pokrova, a da se na njegovu mjestu nalazi niski, veliki otok.

U biti isto postoji i u istočnom Arktiku. U istočnom je Sibiru srednja siječanjska temperatura između –40 °C u višim predjelima te –48 °C i niže u dubokim riječnim dolinama. Idući prema Sjevernom polu, temperatura *raste* s približavanjem obali Sjevernoga ledenog mora (–38 °C, zatim –36 °C, pa na samoj obali –34 °C i –32 °C), a široki je pojas uz obalu u zoni izoterme od –30 °C. Dalje prema Sjevernom polu ili, bolje rečeno, prema hladnoj jezgri Arktika, prema zapadnom Arktiku, jer tu nema direktnog utjecaja kopna, temperatura pada. Tako je inače sjeverniji obalni pojas sjevernog Sibira i istočni dio Sjevernoga ledenog mora uz obalu Sibira *topliji* od južnijega unutrašnjeg dijela istočnog Sibira.

U ljetnim mjesecima, posebno u srpnju (sl. 97.), situacija je jednostavnija, osim u području Grenlandskoga ledenog pokrova. U profilu Grenland--Sjeverni pol postoji slična raspodjela temperature kao i u siječnju, samo su numeričke vrijednosti više. To znači: polazeći od južnoga Grenlanda, srednja srpanjska temperatura opada prema unutrašnjosti Grenlanda (–10 °C), da bi na sjevernom Grenlandu opet narasla na 0 °C i 2 °C uza samu njegovu obalu. Sada se prelazi u drukčiju, uz to i homogenu sredinu, prelazi se na zaleđeno more na sasvim niskoj nadmorskoj visini, pa prema polu temperatura normalno opada; tu je golemo područje zatvoreno izotermom od 0 °C. U ostalim dijelovima, u euroazijskom i sjevernoameričkom sektoru, temperatura opada, kako se i očekuje, od juga prema sjeveru (ne sasvim jednostavno, jer treba uzeti u obzir reljef i postojanje otoka); sibirski i kanadski sjever znatno su topliji (kopno!) od arktičkih mora. Zato se uz obalu tih kontinenata opaža koncentracija izotermi, a naglo se prorjeđuju s udaljavanjem od obale. Očita je jednolika raspodjela izotermi u sektoru Norveško



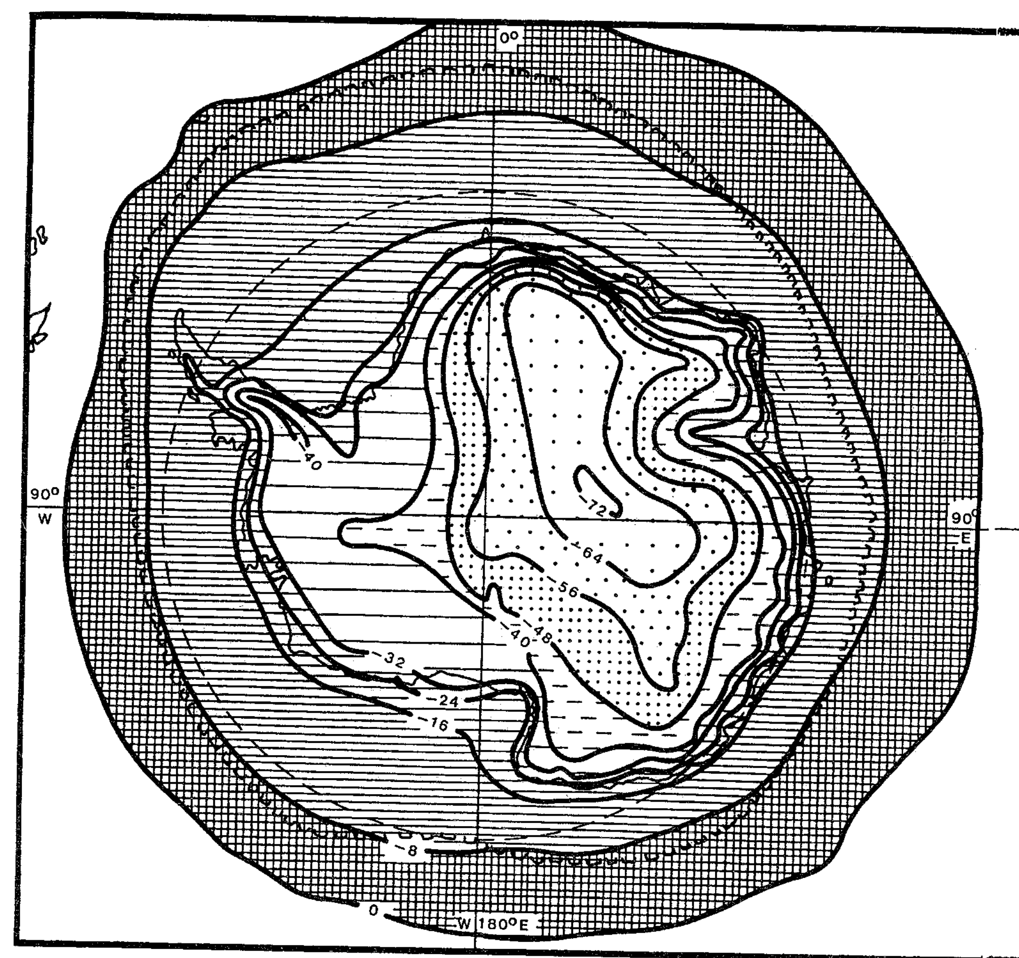
Sl. 97. Srednja stvarna temperatura zraka na Arktiku u srpnju (Z. M. Prik; izvor: E. Vowinckel i S. Orvig, 1970.)



Sl. 98. Srednja stvarna siječanjska temperatura u antarktičkom području (Atlas Antarktiki I., Moskva-Lenjingrad, 1966.)

more – Barentsovo more; uzrok je homogenost podloge i jaka advekcija topline.

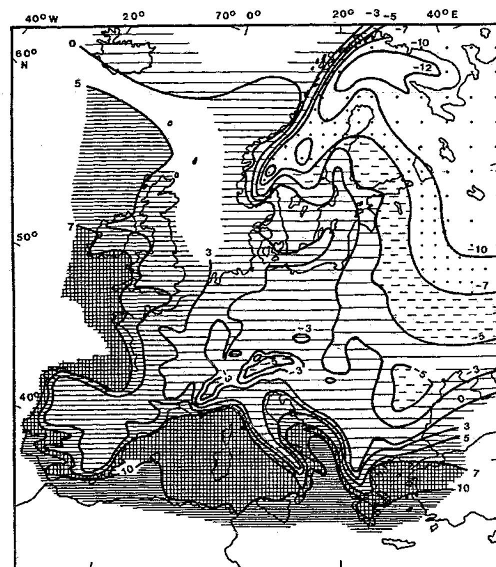
Raspodjela temperature u antarktičkim krajevima jednostavnija je nego na bilo kojem drugom kontinentu. Posljedica je to relativno pravilnog, gotovo kružnog oblika Antarktika te njegova odnosa prema Južnom polu. Za godišnji hod temperature bitno je to što je Antarktik pokriven golemim ledenim pokrovom, čiji se najveći dio nalazi na velikoj apsolutnoj visini, tj. u vrlo prorijeđenoj atmosferi. Za Antarktik vrijedi jednostavno pravilo: prema polu temperatura opada i ljeti i zimi. Unutrašnjost Antarktika u svim je mjesecima hladnija od periferije i susjednih oceana. Ipak, jasno se razabire razlika između siječnja i srpnja. Ljeti je horizontalni gradijent temperature mnogo manji nego zimi, a to se vidi po velikoj gustoći izotermi u srpnju (sl. 99.), te znatno manjoj u siječnju (sl. 98.). Nešto pozornijim promatranjem sl. 98. i 99. vidimo da pod utjecajem raspodjele kopna i mora (tj. posljedica tog odnosa) u oba mjeseca (zapravo u svim mjesecima, kad bismo i njih analizirali) najveća koncentracija izotermi postoji u široj obalnoj zoni, tj. izoterme su vrlo rijetke nad nezaleđenim morem i mnogo rjeđe u unutrašnjosti ledenog pokrova, a vrlo su guste na dodiru ledenog pokrova i mora, odnosno mora i ledenog pokrova zajedno sa zaleđenim morem. Zbog relativno pravilna oblika Antarktika, izoterme su gotovo koncentrične nad morem i nad zaleđenim morem. Njihova relativno manja deformacija u vezi je s raspodjelom kopna i (zaleđenog) mora. Zato najveće skretanje izotermi postoji u Zapadnom Antarktiku. Istočni Antarktik mnogo je pravilnijega oblika nego Zapadni, nema velikih zaljeva ni poluotoka, pa su izoterme vrlo pravilne. Asimetrična raspodjela kopna oko Južnog pola uzrok je asimetrične raspodjele temperature; najniža temperatura nije neposredno uz Južni pol, nego na visoravni u središnjem dijelu Istočnog Antarktika. Regionalno pružanje izotermi pod utjecajem je raspodjele manjih mora i dijelova kopna. U Rossovu moru sve su izoterme od –2 °C do –20 °C u siječnju potisnute prema Južnom polu; taj se utjecaj osjeća i u Weddellovu moru na pružanju izotermi od –4 °C do –10 °C. (Termički utjecaj mora, ali ne samo mora, nego istodobno i reljefa, osjeća se i u pružanju izoterme –24 °C, iako je ona daleko od obale.) Premda je Sandefiord, na Istočnom Antarktiku, mnogo manji od spomenutih mora, i on znatno utječe na pružanje niza izotermi. To nije posljedica samo utjecaja zaljeva, nego još više posljedica raspodjele zaleđena i nezaleđena mora u tom sektoru Antarktika. I na Antarktiku ima dijelova kopna nepokrivenih ledom; u tim se krajevima opaža posljedica diferenciranog zagrijavanja kopna i mora. Takvo je najveće područje Antarktički poluotok, gdje se manifestira pravilo da kopno zimi (srpanj na Antarktiku) potiskuje izoterme prema ekvatoru (na sjever), a Weddellovo i Bellinghausenovo more, s obje strane Antarktičkog poluotoka, potiskuju izoterme prema Južnom polu. Taj je utjecaj manje očigledan ljeti (siječanj). Sličan utjecaj opaža se i u ostalim poluotočnim dijelovima Antarktika, npr. ispupčenje izotermi na poluotočnoj Viktorijinoj zemlji i Zemlji kraljice Maud.



Sl. 99. Srednja stvarna srpanjska temperatura u antarktičkom području (Atlas Antarktiki I., Moskva-Leningrad, 1966.)

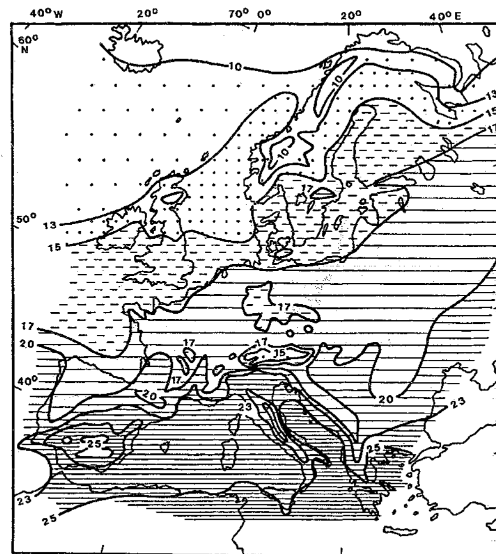
Nas mora posebno zanimati raspodjela temperature u *Europi*. Ona je posljedica djelovanja više faktora. Prije svega treba istaknuti cirkulacijski faktor; Europa se nalazi istočno od velikog oceana, od Atlantika. U takvim uvjetima u općoj cirkulaciji pretežu glavni zapadni vjetrovi, odnosno Europa se nalazi više ili manje cijele godine pod utjecajem ciklona koje s oceana prodiru duboko u kopno. Zatim je važna činjenica da uz zapadnu obalu Europe ne postoji duga i visoka planinska barijera slična Andama ili Kordiljerima, koja bi onemogućavala prodiranje atlantskog zraka u europsko kopno; Europa je sasvim otvorena prema strujanjima s Atlantskog oceana. Tako je advekcija topline s Atlantika dominantan faktor u klimi Europe. Europa je najrazvedeniji kontinent, pa kad se govori o klimi Europe, ne može se mimoići utjecaj Sredozemnog mora koje ju ljeti zaštićuje od afričkih vrućina, a zimi je izvor topline i vlage za krajeve koji se nalaze uz njegove obale, osobito uz sjevernu obalu. Konačno tu je i radijacijski faktor. U Europi se ne može generalizirati i istaknuti samo jedan faktor; bolja je podjela godine na topli i hladni dio. Zonalno pružanje izotermi (srpanj) upućuje na dominantnu važnost radijacije, a meridionalno pružanje izotermi (siječanj) na veliku, predominantnu važnost advekcije topline. Usporeďenjem sl. 100. i 101. može se opaziti da su izoterme mnogo gušće u siječnju nego u srpnju, tj. horizontalni je gradijent temperature mnogo veći u siječnju nego u srpnju. Termički kontrasti između hladnoga kontinenta i toplog mora mnogo su veći u siječnju nego kontrast između toploga kopna i nešto hladnijeg mora u srpnju. Sve što je rečeno osobito se može vidjeti uza sjevernu obalu Sredozemnog mora koje bitno utječe na pružanje izotermi, osobito u siječnju. Budući da temperature nisu reducirane na morsku razinu, tj. pokazuju stvarno, a ne fiktivno stanje, u svim područjima sa živim reljefom primjećuje se veća gustoća izotermi koje se prilagođuju općim konturama makroreljefnih cjelina; to osobito vrijedi za širi obalni pojas sjevernog Sredozemlja i za Skandinaviju.

Srednje siječanjske temperature (sl. 100.) odražavaju istodobni »protusmjerni« utjecaj kopna (koje potiskuje izoterme na jug) i mora (koje potiskuje izoterme na sjever). Izoterme u zapadnoj polovici Europe povijaju se od sjevera prema jugu, a u istočnoj polovici Europe smjer im se mijenja u suprotan, zonalan. Očita je velika gustoća izotermi na dodiru kopna i mora, osobito u Skandinaviji (na 65-70° N je najveći horizontalni gradijent temperature u Europi; srednja siječanjska temperatura pada sa 0 °C na –12 °C samo na 200 km udaljenosti), te u širem obalnom pojasu uza sjevernu obalu Mediterana. Mnoge izoterme uz obalu prilagođuju se pružanju

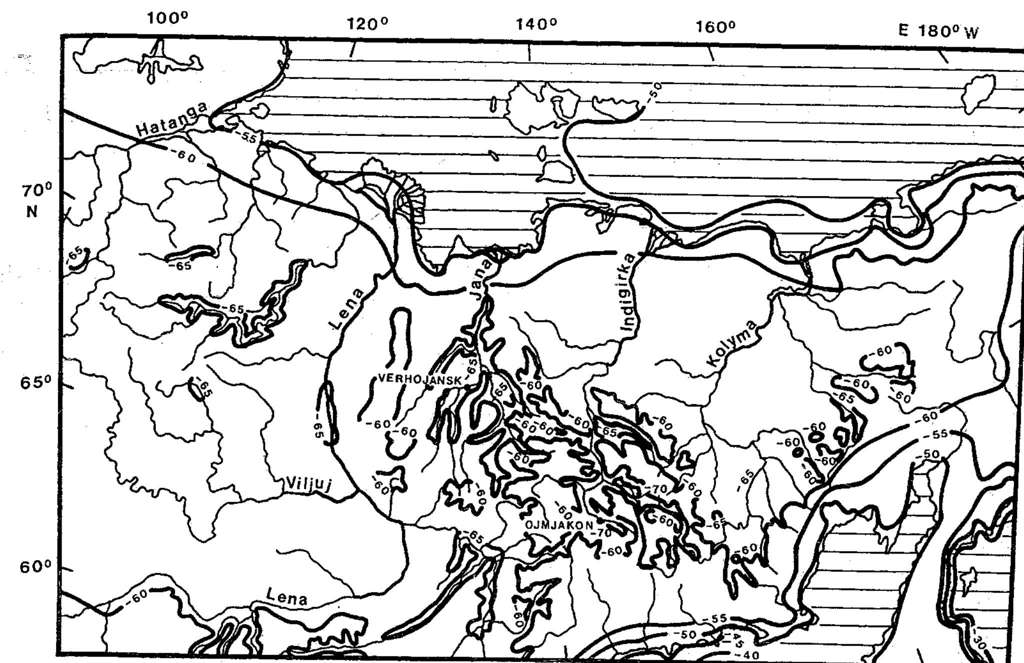


Sl. 100. Srednje stvarne temperature u Europi u siječnju (C. C. Wallén, 1970.)

obale, odnosno po pružanju izotermi lako se mogu rekonstruirati konture europskoga kopna čak i u detaljima, a ne samo opći oblik. Utjecaj raspodjele kopna i mora najbolje se može vidjeti prateći pružanje siječanjske izoterme od 0 °C. Od južnog Islanda do norveške obale ona se pod utjecajem Atlantika



Sl. 101. Srednje stvarne temperature u Europi u srpnju (C. C. Wallén, 1970.)



Sl. 102. Apsolutne minimalne temperature u istočnom Sibiru (E. S. Rubinštejn, 1959.)

pruža zonalno, a potisnuta je daleko na sjever čak i preko polarnice. Prelazeći na skandinavsko kopno, naglo se osjeća utjecaj kontinenta i visoka reljefa. Promatranjem izotermi u širem prostoru može se zaključiti da nije riječ o termičkom utjecaju samo Skandinavije; njemu treba dodati utjecaj Europe uopće, zapravo još više, očit je utjecaj Euroazije. Tako se izoterme u Skandinaviji naglo povijaju na jugozapad, opći im je smjer pružanja meridionalan. Izoterme su paralelne s norveškom obalom, pa tako i nulta izoterma. Dalje, ona prelazi u Dansku, a pod utjecajem nezaleđenog Baltičkog mora kao klin prodire sve do otoka Gotland, a onda pod utjecajem srednjoeuropskoga kopna opet se vraća na zapad te preko Rajne dopire do Basela. Pobrđe u sjeveroistočnoj Francuskoj i Alpe potiskuju nultu izotermu još više na zapad, a zatim ona zaobilazi Alpe s juga te u zaleđu istočne obale Jadrana, pod utjecajem rashlađene jugoistočne Europe, prelazi u sjevernu Grčku, a Egejsko i Crno more opet je potiskuju na sjever. Malo pozornije praćenje i svake druge izoterme otkriva i termički utjecaj manjih dijelova kopna i unutrašnjih mora. Dovoljno je ukazati na utjecaj Jadranskog mora koje potiskuje izoterme na sjever, a jugoistočna Europa, Balkanski i Apeninski poluotok na istoku, odnosno zapadu, potiskuju ih prema jugu. Slično se vidi na Pirenejskom poluotoku itd.

Ljeti je situacija sasvim drukčija (sl. 101.). Kopno je toplije od mora na istoj geografskoj širini, ali horizontalni gradijent temperature nije tako velik kao zimi. Otuda i manja gustoća izotermi (osobito u Skandinaviji). Dominira generalni smjer pružanja izotermi od SW prema NE, jer ih kopno (suprotno nego zimi) potiskuje prema sjeveru, a ocean prema jugu. Tako, npr., izoterma od 15 °C prolazi kroz srednju Irsku, sjevernu Englesku i, konačno, kroz sjevernu Finsku daleko na sjever. Tako je više-manje i s ostalim izotermama. Sredozemno more onemogućuje prejako ljetno zagrijavanje krajeva pod njegovim utjecajem, pa se golem prostor nalazi između izotermi 23 °C i 25 °C (južna obala Francuske i sjeverna obala Tunisa i Alžira), a izoterme od 23 °C i 20 °C na sjevernoj obali Mediterana najčešće su uz nju. (Vidjet ćemo poslije kako je izuzetno važno to što je ljeti voda Sredozemnog mora uglavnom hladnija od zraka iznad njega; izuzetak je onda kad se pojavljuje advekcija svježega atlantskog zraka sa sjeverozapada). Značajno je da se Alpe ističu kao »hladni otok« u inače toploj Europi.

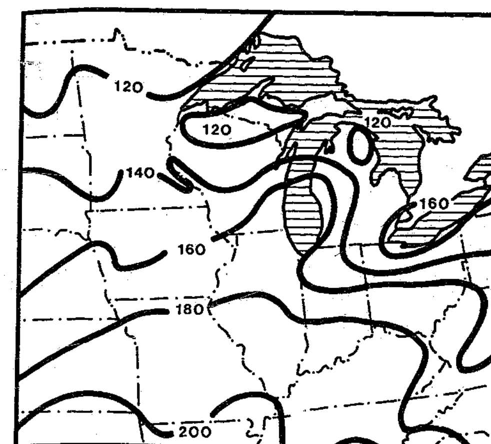
Geografska raspodjela temperature u Sibiru posebno je zanimljiva (sl. 102.). Potrebno je upozoriti na neke specifičnosti jer se u većini udžbenika najčešće pretjeruje s prikazima o strahovitoj hladnoći cijelog Sibira; naime ekstremno niska temperatura u

nekim njegovim dijelovima nekritički se prenosi na cijeli Sibir. Slika 102. zacijelo je najljepši primjer odnosa između reljefa i apsolutnih minimalnih temperatura. Ako se ta karta usporedi s hipsometrijskom kartom, može se prekrasno uočiti utjecaj konkavnih oblika reljefa, odnosno riječnih dolina, na raspodjelu apsolutnih minimalnih temperatura. U riječnim dolinama nalaze se vrlo uski pojasi s apsolutnom minimalnom temperaturom od –65 °C i –60 °C, a u dolini Indigirke i Nere malena su područja zatvorena izotermom od –70 °C. U susjednim planinskim krajevima nikada nisu zabilježene tako niske temperature. E. S. Rubinštejn (1959.) navodi nekoliko zanimljivih primjera, a jedan treba prenijeti u cijelosti. Istočno od Ojmjakona, na nadmorskoj visini od 784 m, u kraju bez značajnih reljefnih depresija, nalazi se postaja Hatynnah. U njoj je u 13-godišnjem nizu motrenja zabilježena apsolutna minimalna temperatura koja je za 22-23 °C viša nego u susjednom Ojmjakonu (660 m) u riječnoj dolini. Dakle, visinska razlika iznosi samo 124 m, a razlika između apsolutnih minimalnih temperatura iznosi čak 22-23 °C. Još je neočekivanije da je u toj istoj postaji Hatynnah u 13-godišnjem nizu motrenja apsolutna minimalna temperatura bila »samo« –48 °C. Tolika minimalna temperatura zabilježena je u Podmoskovlju (Zagorsk, Dimitrov itd.)! Prema tome, ekstremno niske apsolutne minimalne temperature u Sibiru zabilježene su samo u riječnim dolinama dok je u nešto višim postajama temperatura bitno viša. Istočni Sibir klasičan je primjer u klimatologiji da se ekstremne vrijednosti temperature s jedne malene površine prenose na cijeli golemi prostor i tako se izvode opći zaključci. Ekstremne je vrijednosti dobro poznavati, ali je ipak važnije kakva je raspodjela temperature (i drugih klimatskih elemenata) u najvećem dijelu promatrana prostora; odnosi li se jedna ekstremna vrijednost na jednu »točku« ili na veliko područje. Tek sada možemo imati pravu sliku o raspodjeli zimskih temperatura u Sibiru i na Antarktiku. Apsolutne minimalne temperature u Sibiru nisu mnogo više nego na Antarktiku; ako se promatra koliko se područje nalazi unutar neke izoterme, npr. izoterme srednje minimalne temperature najhladnijeg mjeseca, vidi se da je Antarktik mnogo hladniji od Sibira.

1.3.2.7.1. BROJ HLADNIH DANA. Za doista nešto detaljnije upoznavanje termičkog režima neke postaje ili nekoga kraja nije dovoljno samo poznavanje minimalne temperature. Iz praktičnih razloga (npr. za agrarnu proizvodnju) sve je više potrebno znati i trajanje neke kritične temperature, npr. potrebno je znati koliko dana u godini minimalna dnevna temperatura padne ispod 0 °C. Ta se veličina zove hladni dan. Broj hladnih dana u godini pokazuje u koliko dana minimalna dnevna temperatura padne ispod 0 °C. Osim termina »hladni dan« (pokatkad neopravdano) upotrebljava se termin »dan s mrazom«, pa se tako umjesto »broj hladnih dana« može reći »broj dana s mrazom« (iako mraz ne mora nastati u danu s minimalnom temperaturom nižom od 0 °C). Može se reći i obratno; koliko traje razdoblje bez mraza, pa se govori o *bezmraznom razdoblju*. To je razdoblje između posljednjeg mraza u prvoj polovici godine i prvog mraza u drugoj polovici godine.

Da bismo što bolje shvatili geografsku raspodjelu broja hladnih dana, potrebno je reći riječ-dvije o postanku mraza. Mraz nastaje onda kada na površini tla temperatura padne na 0 °C ili, još bolje, barem nešto niže od 0 °C, jer se temperatura mjeri iznad površine tla, a inverzija je uvijek prisutna baš u danima kad nastaje mraz. Najpovoljniji uvjeti za tu pojavu postoje rano ujutro neposredno prije izlaza sunca, onda kad je temperatura većinom najniža. Ako su sinoptički uvjeti povoljni (vedro, tiho ili slabi povjetarac, suhi zrak), onda do potrebnog pada temperature dolazi radijacijskim procesom, pa se mraz koji nastaje u takvim uvjetima naziva radijacijskim mrazom. Mraz može nastati i advekcijom hladna zraka od kojega se ohladi podloga; tako nastaje advekcijski mraz. Advekcijski mraz često nastaje i pod istodobnim utjecajem radijacije, pa je zapravo riječ o kompleksnom postanku. Raspodjela broja hladnih dana, ili broj dana s mrazom, ili pak trajanje bezmraznog razdoblja, ovisi o više faktora, a to su geografska širina (pod tim zapravo mislimo na raspodjelu globalne radijacije, odnosno temperature, ako su oni funkcija geografske širine), raspodjela kopna i mora, odnosno stupanj kontinentalnosti, te radijacijski uvjeti u konkavnim oblicima reljefa.

Da bi se prikazao utjecaj jezera na trajanje bezmraznog razdoblja, uzeli smo za primjer američka Velika jezera (sl. 103.). Termički režim pod utjecajem jezera u biti je sličan termičkom režimu pod utjecajem mora, samo su dimenzije proporcionalno smanjene. To je područje vrlo razvijene voćarske i ratarske (i stočarske) proizvodnje, pa je trajanje bezmraznog razdoblja izuzetno važno u praktičnom životu. Na Srednjem zapadu bezmrazno razdoblje traje između 120 dana na sjeveru i 200 dana na jugu. Nas posebno zanima pružanje izolinija u blizini jezera, odnosno njihov utjecaj na trajanje bezmraznog razdoblja. Izolinije u području jezera vrlo su deformirane, tj. naglo mijenjaju smjer pružanja. Pod utjecajem jezera Michigan izolinija od 160 dana bez mraza naglo se povija prema sjeveru, a

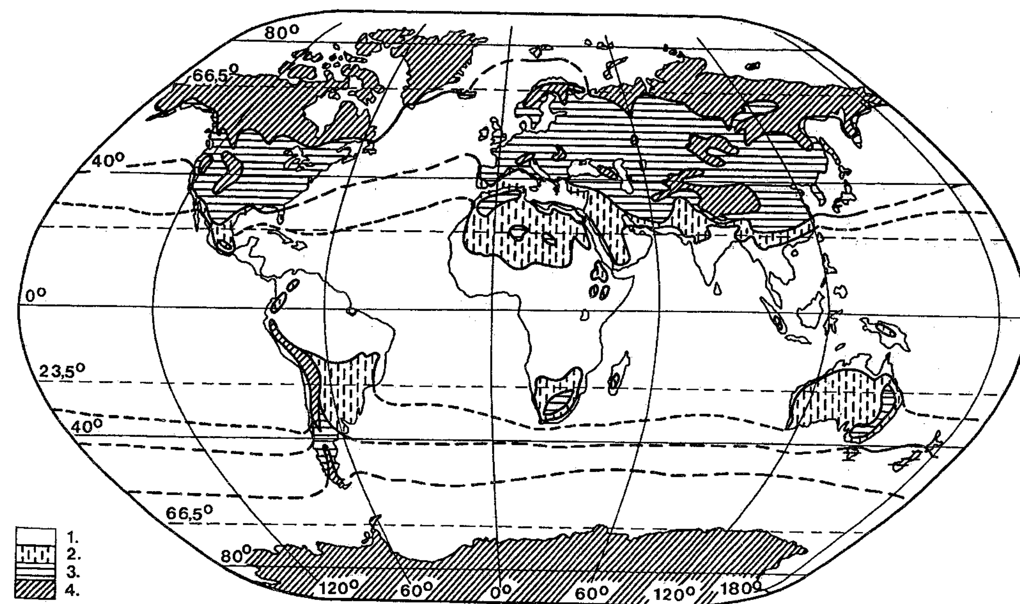


Sl. 103. Srednji broj dana bez mraza u širem području Velikih jezera (S. S. Visher, 1955.)

istočno od jezera opet se vraća na jug, a zatim na istok. Isto tako skreće i izolinija od 140 dana trajanja bezmraznog razdoblja. Zatim, jezera Ontario i Erie, uzeto zajedno, u svom obalnom području produžuju trajanje bezmraznog razdoblja na 160 i više dana, pa se ističe kao otok s produženim bezmraznim razdobljem u prostranu području s bezmraznim razdobljem od 120 do 140 dana. I uz južnu obalu Gornjeg jezera, malo podalje od nje ili uz nju samu, osjeća se utjecaj kontinentalnosti, jer se trajanje bezmraznog razdoblja smanjuje (izolinija od 120 dana), a u neposrednoj blizini jezera trajanje bezmraznog razdoblja opet se povećava (na više od 120 dana). Sličan, ali manji »otok« unutar izolinije od 120 dana, tj. »otok« s povećanom kontinentalnošću, odnosno sa skraćenim bezmraznim razdobljem, nalazi se između jezera Michigan i Huron. Velika jezera produžuju trajanje bezmraznog razdoblja u svojoj neposrednoj okolici, što je i te kako važno za neke osjetljivije kulture (npr. za voće, povrće).

Trajanje bezmraznog razdoblja nije jednostavno geografski određeno jer istodobno djeluje više faktora (sl. 104.). Vrijedi opće pravilo da se mraz ne pojavljuje u najvećem dijelu tropskog pojasa (izuzetak su najviše planine); isto tako lako je uočiti pravilo da broj dana s mrazom raste s porastom geografske širine. Ali, treba istaknuti razliku između kopna i mora (tj. otoka). Dodamo li još utjecaj reljefa, naveli smo sve faktore koji utječu na geografsku raspodjelu broja dana s mrazom.

Ekvatorska granica mraza približuje se ekvatoru nad kontinentima, a udaljuje se od njega nad oceanima. U najvećem dijelu aridne sjeverne Afrike mraz se pojavljuje povremeno, a najčešće je posljedica gubitka noćne dugovalne radijacije. Povremena pojava mraza u inače toplom dijelu južne Azije najče-



Sl. 104. Trajanje bezmraznog razdoblja u svijetu; 1. bez mraza, 2. povremeni mraz, 3. više od 90 dana bez mraza i 4. manje od 90 dana bez mraza (prema sovjetskim izvorima: J. Blüthgen, 1966.)

šće se pripisuje rijetkim, ali izuzetno jakim prodorima vrlo hladnog zraka iz unutrašnjosti azijskoga kontinenta. Tako je i u Sjevernoj Americi, samo što su hladni prodori češći, a teško pogađaju čak i Floridu i Meksiko, pa čak i Kubu. Slično vrijedi i za kontinente na južnoj hemisferi u nižim geografskim širinama, gdje se mraz najčešće pojavljuje poslije prodora maritimnih polarnih zračnih masa, osobito u Južnoj Americi. U tropima i suptropima mraz se češće pojavljuje samo u visokim planinama. U umjerenim geografskim širinama mraz se redovito pojavljuje u hladnom dijelu godine, ali je za usjeve i voćke najvažniji posljednji proljetni mraz. Zonalnost je sasvim izrazita na južnoj hemisferi i na kontinentima sjeverne hemisfere. Narušava se na oceanima, a svagdje se opaža da kontinenti povećavaju, a oceani smanjuju broj dana bez mraza ili, kad bismo govorili o izolinijama, rekli bismo da kontinenti potiskuju izolinije prema ekvatoru, a oceani prema polu. To se najljepše vidi u sjevernom Atlantiku; izolinija koja spaja mjesta s manje od 90 dana bez mraza prodire do Svalbarda, poluotoka Kole i otoka Vajgača, ali Grenland, azijsko i sjevernoameričko kopno potiskuju tu izoliniju daleko na jug. Na zapadnoj obali Sjeverne Amerike i na istočnoj obali Azije izolinija se opet povlači na sjever pod utjecajem toplog sjevernog Pacifika. Najveća područja s čestim mrazovima prouzročenim orografijom jesu Tibet, Ande, Stjenjak i Skandinavija.

1.3.2.8. GODIŠNJA AMPLITUDA TEMPERATURE.

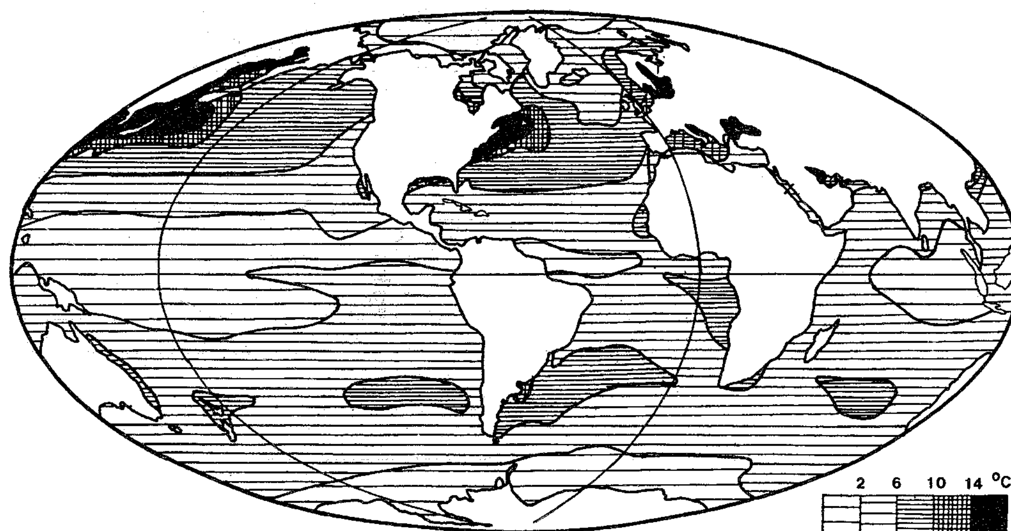
Razlika između srednje mjesečne temperature najtoplijeg mjeseca $\overline{T}_t$ i srednje mjesečne temperature najhladnijeg mjeseca $\overline{T}_h$ daje srednju godišnju amplitudu temperature $\overline{A}_g$. Srednja godišnja amplituda izračunava se na bazi srednjih mjesečnih temperatura najtoplijeg i najhladnijeg mjeseca u višegodišnjem razdoblju

$$\overline{A}_g = \overline{T}_t - \overline{T}_h.$$

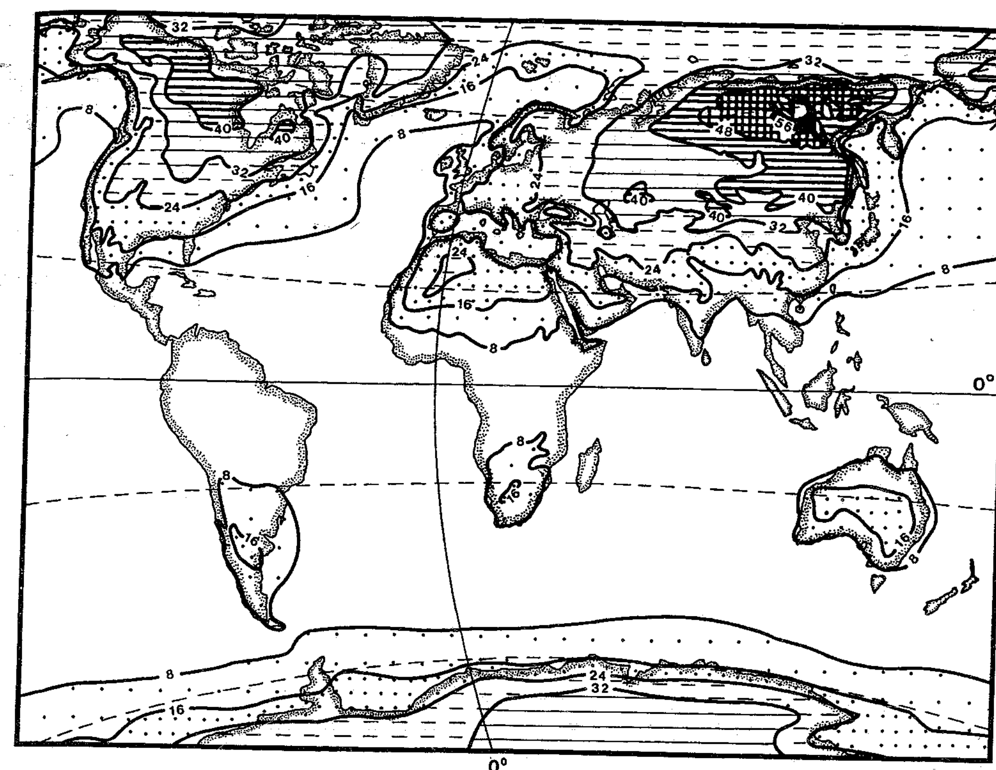
Linije koje na geografskoj karti spajaju točke s istom srednjom godišnjom amplitudom temperature zovu se *izoamplitude*. One zapravo pokazuju koliko je neko mjesto ili kraj pod termičkim utjecajem kopna odnosno mora.

Budući da veći dio površine našeg planeta (70,8%) čini voda, golemo klimatsko značenje ima godišnja amplituda temperature površine svjetskog mora. Ako znamo da temperatura zraka prije svega ovisi o temperaturi podloge, onda lako možemo zaključiti da raspodjela izoamplituda na Zemlji bitno ovisi o raspodjeli izoamplituda temperature površine svjetskog mora (sl. 105.).

Godišnja amplituda temperature površinske vode mora *manja* je od amplitude temperature površine kopna. Godišnja amplituda temperature površinske vode svjetskog mora ovisi o radijacijskim uvjetima i o godišnjoj bilanci topline uopće, o morskim strujama i o dominantnim vjetrovima. To znači da će raspodjela godišnje amplitude temperature svjetskog mora biti kompliciranija nego što bi se u prvi mah možda pomislilo. Godišnja amplituda temperature vode svjetskog mora u najvećem je dijelu tropskih mora, a isto tako i u polarnim morima, vrlo malena, najčešće ne više od 2 °C. Godišnja amplitu-



Sl. 105. Srednja godišnja amplituda temperature vode svjetskog mora (G. Schott; izvor: G. Dietrich i K. Kalle, 1957.)



Sl. 106. Srednja godišnja amplituda temperature na Zemlji izračunata iz stvarnih temperatura (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva, 1964.)

da temperature površinske vode je veća u pojasu između tropa i polarnih širina, a najveća je između 30° N i 40° N, gdje iznosi oko 7 °C u prosjeku. Treba posebno istaknuti da je godišnja amplituda temperature vode manja na južnoj nego na sjevernoj hemisferi. Najveća godišnja amplituda svjetskog mora je u sjevernom Atlantiku i Pacifiku, i to u njihovim najzapadnijim dijelovima. To je u vezi s vrlo hladnim vjetrovima (u Aziji zimski monsun, u Sjevernoj Americi česti prodori hladnog vjetra »The Norther«) koji zimi pušu iz hladnih anticiklona nad kopnom, a nerijetko prodiru duboko nad oceane. Tako je godišnja amplituda temperature vode u sjevernom dijelu Meksičkog zaljeva, pred istočnom obalom Sjeverne Amerike i pred istočnom obalom Azije veća od 14 °C. Budući da toplina iz relativno toplog mora (čak kad je to i hladna morska struja Oya Shio ili Labradorska struja) naglo prelazi u vrlo hladni zrak iznad vode, voda se veoma ohladi, a to se mora odraziti i na godišnjoj amplitudi temperature vode.

Velika godišnja amplituda temperature površine vode je u zatvorenim, relativno malim morima okruženima kopnom, jer se nalaze pod jakim klimatskim utjecajem strujanja zraka s kopna. Tu se ubrajaju Crno more, zapadni Mediteran, Jadransko more, Baltičko more, Perzijski zaljev. Tako je, npr., u Perzijskom zaljevu (i još nekim morima) godišnja amplituda temperature vode veća od godišnje amplitude temperature zraka, a to je suprotno općoj zakonitosti. Ovdje treba spomenuti i činjenicu da hladni kopneni vjetar može veoma ohladiti more i na drugi način, mehanički. Hladni vjetar s kopna otpuhne na pučinu toplu vodu s površine, a na njezino mjesto izbije hladna voda iz veće dubine. Klasičan je primjer utjecaj bure koja i usred ljeta može veoma rashladiti vodu u Jadranskome moru. Zimi je taj utjecaj neznatan jer je vertikalna raspodjela temperature u morskoj vodi drukčija nego ljeti. Što je rečeno za Jadransko more, vrijedi i za mnoge druge dijelove svijeta (Somalija, zap. Afrika itd.).

Godišnja amplituda temperature morske vode vrlo je malena u tropskim oceanima; u centralnim dijelovima Tihog oceana, Indijskog oceana, a na mnogo manjoj površini i u Atlantskom oceanu pred obalom Južne Amerike iznosi čak i manje od 2 °C.

Drugo područje malene godišnje amplitude temperature vode je oko Antarktika, gdje također iznosi samo do 2 °C. U najsjevernijim dijelovima Pacifika i Atlantskog oceana nešto je veća nego oko Antarktika, osobito u sjevernom Pacifiku. Najveća amplituda temperature mora je u umjerenim širinama, a uzroci su višestruki. Sve je izrazitiji godišnji hod apsorbirane globalne radijacije, u nekim područjima nastupa sezonska smjena morskih struja (topla struja ljeti prodire dalje prema polu, a zimi ju potiskuje prema ekvatoru hladna struja), ali golemu važnost ima atmosferska cirkulacija, tj. smjer dominantnog vjetra. Tako je najveća amplituda čak ≥ 20°C u Žutom i Japanskom moru.

Slijedi raspodjela srednje godišnje amplitude temperature zraka na Zemlji (sl. 106.). Budući da najveća godišnja amplituda temperature zraka postoji iznad kontinenata, veličina i tok izoamplituda bit će određeni uglavnom geografskom raspodjelom kopna i mora. Lako se može razabrati da je godišnja amplituda temperature zraka mala iznad prostranih oceanskih masa te u ekvatorskom pojasu gdje je godišnji hod apsorbirane globalne radijacije mnogo ujednačeniji nego u višim geografskim širinama. Karakteristika godišnjega hoda temperature u niskim geografskim širinama je mala godišnja amplituda, tj. postoje neznatne razlike između srednje temperature najtoplijeg mjeseca i srednje temperature najhladnijeg mjeseca. Još jedno pravilo: srednja godišnja amplituda temperature zraka raste s udaljavanjem od obale mora, ali je to osobito očito u umjerenim geografskim širinama. Slika 106. pokazuje da je godišnja amplituda temperature zraka u izravnoj proporciji s veličinom kontinenata: veliki kontinent – velika godišnja amplituda temperature i, obratno, maleni kontinent – malena godišnja amplituda temperature zraka. Zato je logično da je najveća godišnja amplituda temperature na najvećem kontinentu, u Aziji, a zatim u Sjevernoj Americi. Malena godišnja amplituda temperature je na svim južnohemisferskim kontinentima.

Zanimljiva je raspodjela izoamplituda u sjevernoj Africi. Postojanje Sredozemnog mora s relativno manjom godišnjom amplitudom uzrok je »izolacije« sjeverne Afrike u poseban »otok« s koncentričnim izoamplitudama. Da nema Sredozemnog mora, sjeverna bi Afrika zajedno s Azijom i Europom činila jedinstven sistem, ne bi bila odvojena; bilo bi nešto slično što opažamo u Europi. Raspodjela izoamplituda u Europi pokazuje da je ona samo dio euroazijskoga kopna na kojemu se veoma odražava termički utjecaj Atlantika.

1.3.2.9. **ANOMALIJA TEMPERATURE.**

Geografska raspodjela temperature nije samo posljedica odnosa primljene i odane radijacije; na njima se odražavaju i drugi termički utjecaji kao što su termičke razlike između kopna i mora, utjecaj morskih struja i atmosferske cirkulacije (advekcija). Srednja godišnja temperatura nekog mjesta posljedica je kombinacije svih tih utjecaja. Određivanje veličine raznih utjecaja, odnosno kvantitativno određivanje njihovih utjecaja, upućuje nas na potrebu upoznavanja samo terestričkih faktora klime ili, još preciznije, potrebno je istaknuti utjecaj raspodjele kopna i mora. To se postiže tako da se od srednje reducirane temperature promatranog mjesta odbije srednja temperatura paralele tog mjesta koja je određena praktički uglavnom raspodjelom kopna i mora. Razlika između reducirane srednje temperature nekog mjesta i srednje temperature paralele na kojoj se ono nalazi zove se *anomalija*[73] temperature ili termička anomalija. Ona pokazuje stupanj utjecaja terestričkih faktora klime. Uobičajeno je izračunavanje anomalije temperature za određeno razdoblje, za jednu godinu, godišnje doba, mjesec, pa čak i za dekadu ili kraće vremensko razdoblje. U klimatološkim razmatranjima najzgodnije je analizirati anomaliju temperature u siječnju i srpnju. Srednja anomalija temperature u siječnju $\overline{a}_I$ izračunava se tako da se od srednje mjesečne temperature u siječnju (reducirane na morsku razinu) $\overline{T}_I$ oduzme srednja temperatura paralele na kojoj se nalazi analizirano mjesto),

$$\overline{a}_I = \overline{T}_I - \overline{T}_\varphi.$$

Analogno, srednja anomalija temperature u srpnju $\overline{a}_{VII}$ izračunava se tako da se od srednje temperature srpnja $\overline{T}_{VII}$ reducirane na morsku razinu oduzme srednja temperatura paralele $\overline{T}_\varphi$ na kojoj se nalazi promatrano mjesto

$$\overline{a}_{VII} = \overline{T}_{VII} - \overline{T}_\varphi$$

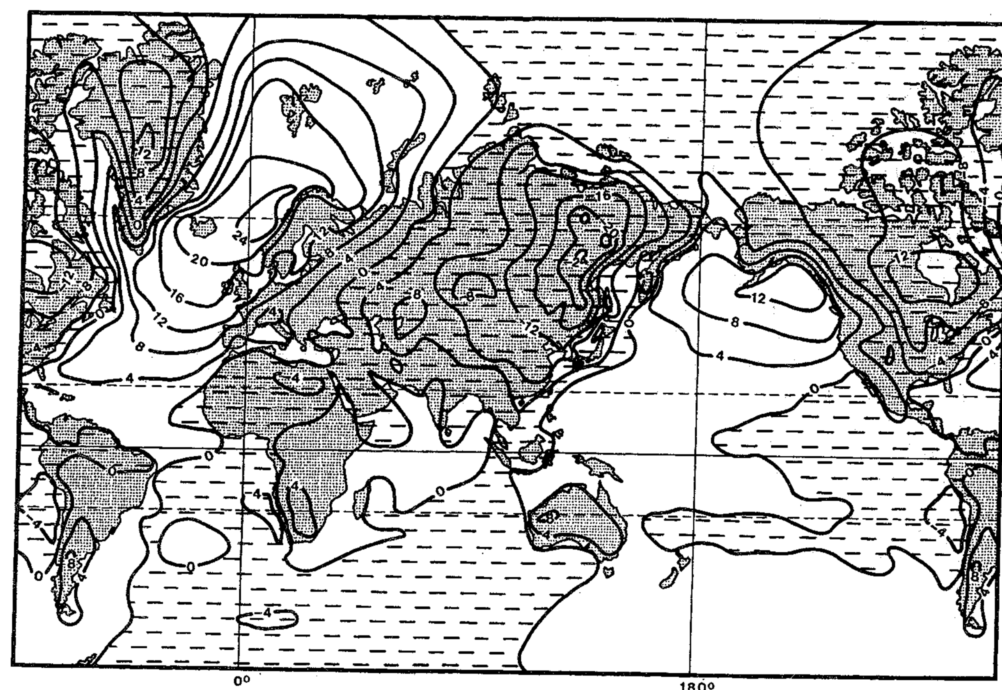
(Primjer. Srednja siječanjska temperatura otoka Jan Mayen na 71° N iznosi –5,1 °C; srednja siječanjska temperatura paralele 71° N iznosi –26,8 °C. To znači da je anomalija u siječnju (–5,1) – (–26,8) = = –5,1 + 26,8 = 21,7 °C. Srednja siječanjska temperatura na otoku Jan Mayen iznosi 21,7 °C više od srednje siječanjske temperature paralele na kojoj se nalazi taj otok).

[73] grč. *an* – ne; *homalos* – skladan. Anomalija je udaljavanje od pravila, nepravilnost, nastranost. Može postojati anomalija svakoga klimatskog elementa, a ne samo temperature (npr. anomalija tlaka, anomalija padalina itd.), a promatrano razdoblje može biti najrazličitije, prema potrebi. Anomalija je: a) odstupanje konkretne veličine klimatskog elementa od njegove srednje vrijednosti iz dugogodišnjeg niza i b) odstupanje srednje vrijednosti klimatskog elementa u stanovitome mjestu od srednje njegove veličine za geografsku širinu na kojoj se to mjesto nalazi.

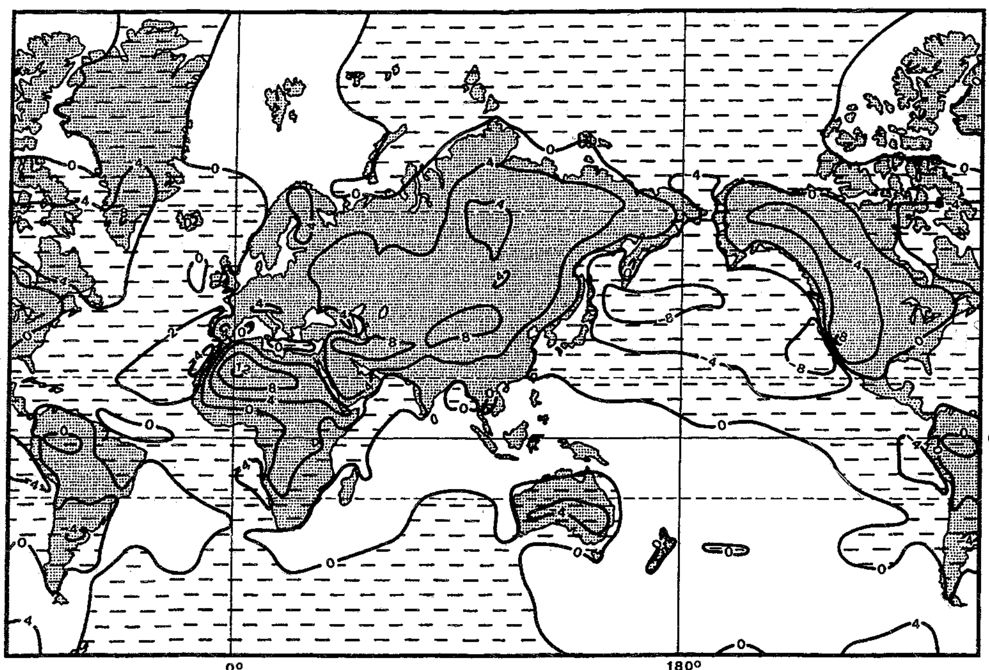
Linije koje na geografskoj karti povezuju mjesta s istom anomalijom temperature nazivaju se izoanomalama, izanomalama, termoizoanomalama ili termoizanomalama. Ako neka postaja ima višu srednju temperaturu godine, mjeseca itd. nego što odgovara njezinoj geografskoj širini, onda ona ima pozitivnu anomaliju temperature. Ako neka postaja ima nižu srednju godišnju, mjesečnu itd. temperaturu nego paralela na kojoj se nalazi, onda ona ima negativnu anomaliju temperature.

Anomalija temperature u biti je mjera kontinentalnosti, odnosno maritimnosti, pa je anomalija temperature veća na sjevernoj nego na južnoj hemisferi, a više je izražena zimi nego ljeti (dotične hemisfere). Na karti izoanomala srednje mjesečne temperature u *siječnju* (sl. 107.) na sjevernoj hemisferi pozitivna anomalija postoji nad oceanima, a negativna iznad kontinenata. Najveća pozitivna anomalija postoji uz istočnu obalu sjevernog Atlantika (iako to područje ima zimi negativnu bilancu ukupne radijacije) i uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike, što je neposredna posljedica utjecaja toplih oceana. Najveću pozitivnu anomaliju na svijetu ima Skomvaer na Lofotskim otocima, pred obalom Norveške (67°24′ N), a iznosi 25,7 °C, tj. srednja temperatura siječnja iznosi 1,1 °C (toplije nego u Zagrebu, gdje je srednja temperatura siječnja 1901.–1960. god. 0,4 °C), a srednja siječanjska temperatura paralele na kojoj se on nalazi iznosi –24,6 °C. Uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike pozitivna anomalija dostiže do 13 °C. Nezaleđeno more u blizini hladnoga kopna je relativno vrlo toplo. Zato se u takvim područjima može vidjeti velika gustoća termoizoanomala. Dovoljno je upozoriti na Davisov prolaz i na uski obalni pojas uz istočnu obalu Kamčatke.

Istodobno dublje u kontinentima postoji negativna anomalija temperature. Najveću negativnu anomaliju ima istočni Sibir. U Verhojansku ona iznosi –25,5 °C. Drugi centar nalazi se u području Hudsonova zaljeva (–15 °C). Karakteristično je da je anomalija temperature manja iznad stalno zaleđenoga Grenlanda i centralnog dijela Sjevernoga ledenog mora. To je posljedica hladnog ljeta. Očito je: a) da je veličina područja zahvaćenoga unutar stanovite negativne izoanomale proporcionalna veličini kopnenih masa i b) da su središta i negativne i pozitivne anomalije temperature pomaknuta prema istočnim obalama kontinenata (napose očito u Aziji) i oceana, što je posljedica utjecaja hladnih mora uz istočne obale kontinenata, a toplih mora uz njihove zapadne obale; presudnu važnost ima pretežna cir-



Sl. 107. Izoanomale srednje mjesečne temperature u siječnju (E. S. Rubinštejn, 1953.)



Sl. 108. Izoanomale srednje mjesečne temperature u srpnju (E. S. Rubinštejn, 1953.)

kulacija zraka u tim područjima, jer ona silno utječe na advekciju topline i hladnoće. Negativna anomalija u Sjevernoj Americi locirana je gotovo u središtu kontinenta, jer planinska barijera uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike ograničuje utjecaj Tihog oceana na uski pojas, a s druge je strane kontinent izložen utjecaju hladnih zračnih masa sa sjevera. I sam se kontinent zimi vrlo ohladi. Uz to, uz istočne obale obaju kontinenata u višim geografskim širinama teku hladne morske struje (Labradorska struja uz obalu Sjeverne Amerike i Oya Shio uz obalu Azije), koje, međutim, svojim relativno postojanim temperaturama, svakako višima nego na kopnu, ograničavaju utjecaj mnogo hladnijega kontinenta na relativno uzak pojas uz njihovu istočnu obalu. Nepostojanje meridionalnih planinskih lanaca u zapadnoj Europi omogućuje prodiranje maritimnih utjecaja duboko u kontinent, pa je gotovo sva Europa toplija (riječ je o zimi) nego što bi odgovaralo njezinu geografskom položaju, odnosno geografskoj širini. To ima golemu praktičnu važnost. Dovoljno je samo podsjetiti na činjenicu da se ekonomski i kulturno visoko razvijena južna Skandinavija, Velika Britanija, sjeverna Njemačka, Danska i baltičke zemlje nalaze na istim geografskim širinama kao posve pust, praktički nenaseljen Labrador, obala Hudsonova zaljeva, istočni Sibir i Kamčatka.

Istodobno je na južnoj hemisferi ljeto. Pozitivna anomalija temperature postoji – osim Antarktika – na svim kontinentima, ali su ta područja, jug Južne Amerike, južna Afrika i cijela Australija, relativno malena. Mnogo su veća područja negativne anomalije, koja obuhvaćaju gotovo sve oceane južne hemisfere. Najizrazitija je na kontaktu hladnih morskih struja i ugrijanih kontinenata; uz pacifičku obalu Južne Amerike (Humboldtova struja), uz atlantsku obalu južne Afrike (Bengvelska struja), a mnogo manje uz zapadnu obalu Australije.

Zbog termičke tromosti oceana, a jakog zagrijavanja kontinenata, izoanomale srednje mjesečne temperature u *srpnju* (sl. 108.) na sjevernoj hemisferi bitno se razlikuju od stanja u siječnju. Čitav euroazijski kontinent ima pozitivnu anomaliju temperature. Ona se povećava prema jugu (pritom se jasno opaža termički utjecaj relativno hladnijega Sredozemnog mora), pa se područje s maksimalnom pozitivnom anomalijom na sjevernoj hemisferi nalazi u saharskoj Africi i suptropskoj Aziji (intenzivne ljetne vedrine s visokim temperaturama). U Sjevernoj je Americi cijelo područje s pozitivnom anomalijom temperature pomaknuto na zapad kontinenta, u njegov najtopliji dio.

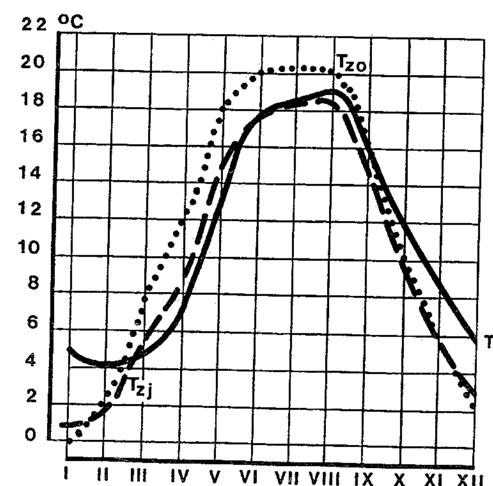
Svi oceani istodobno imaju negativnu anomaliju temperature, a najizrazitija je u području hladnih morskih struja. Nešto je manja uz obalu Californije

(Kalifornijska struja) nego uz obalu Afrike (Kanarska struja). Termički utjecaj mora ljeti je mnogo manji nego zimi, pa se osjeća samo u uskom obalnom pojasu, koji je širi u istočnom dijelu Sjeverne Amerike i istočnoj obali Azije nego u zapadnoj Europi.

Na južnoj hemisferi u isto je doba zima. Karakteristično je da znatan dio i vodenih i kopnenih masa ima negativnu anomaliju temperature, što je odraz maritimnosti južne hemisfere. Pozitivnu anomaliju temperature ima područje pod utjecajem tople Agulhaske struje (jugozapadno od Madagaskara) i Brazilske struje u Atlantiku te Južne ekvatorske struje u Pacifiku. Kopneni dijelovi imaju pozitivnu anomaliju samo sjevernije od južne obratnice. Važno je istaknuti da je more oko zaleđenog Antarktika relativno toplo, pa znatni dijelovi subantarktičkog pojasa imaju pozitivnu anomaliju temperature.

1.3.2.10. MANJI UTJECAJI NA TEMPERATURU.

Proporcionalno svojoj površini i volumenu vode (drugo je mnogo važnije od prvoga), jezera utječu na termički režim kraja u kojemu se nalaze. Zato se opažaju u biti isti odnosi kao i iznad velikih morskih površina, samo su dimenzije tih utjecaja znatno smanjene. Tako jezera, ako su dovoljno velika, mogu biti modifikatori temperature u području pod njihovim utjecajem. Na sl. 109. prikazan je godišnji hod temperature površinske vode Bodenskog jezera i zraka iznad njega. Zrak iznad jezera je topliji od vode u proljeće, a hladniji je u jesen i ljeti. Razlika je osobito velika u zimskim mjesecima, kad je voda mnogo toplija od zraka. Prema tome, vjetar

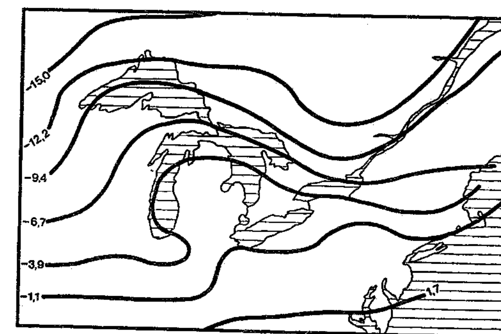


Sl. 109. Godišnji hod temperature površinske vode (T_v) Bodenskog jezera, Švicarska, i temperatura zraka iznad njega (T_{zj}) i iznad obale (T_{zo}) (W. Peppler, 1937.)

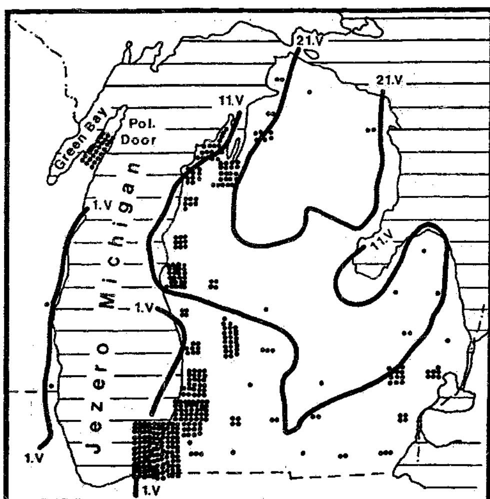
koji zimi puše s jezera na obalu može donijeti znatnu količinu topline. Još je zgodnije ako se usporede temperature zraka iznad jezera i temperatura zraka u obalnom pojasu. Od veljače do studenoga zrak je na obali topliji nego nad jezerom, a u prosincu i siječnju je obratno.

Sličan utjecaj opaža se i u području sjevernoameričkih Velikih jezera (sl. 110.), a očituje se osobito zimi u pružanju siječanjskih izotermi; njihovo se pružanje prilagođuje smjeru pružanja obale jezera, a osobito je izrazito u području jezera Michigan (Mišigen), gdje se siječanjska izoterma od –3,9 °C pruža od sjevera prema jugu, potpuno suprotno općem pružanju izoterma od zapada prema istoku. Na pružanju izoterma od –12,2 °C, –9,4 °C i –6,7 °C jasno se odražava utjecaj raspodjele kopna i vode, Velikih jezera na zapadu i rijeke i zaljeva St. Lawrence na istoku. Kopno između njih potiskuje izoterme na jug, a jezera i spomenute vode na istoku potiskuju izoterme na sjever. Tako je u čitavu tom području nastao »valni poremećaj« u pružanju izotermi. U području Velikih jezera bezmrazno je razdoblje kraće nego u susjednim krajevima, a utjecaj hladnih sjevernih vjetrova manje se osjeća na južnim nego na sjevernim obalama jezera. Pozitivan utjecaj jezera osobito je jak uz njihove istočne obale, pa je istočno od jezera Michigan veoma razvijeno voćarstvo. Poznati su ekstremni slučajevi da se hladni zrak koji struji sa sjeverozapada preko Gornjeg jezera i jezera Michigan zagrije čak do 12,5 °C više nego što mu je iznosila temperatura prije dolaska nad jezera. Zrak se većinom ne zagrije tako jako.

Ako su jezera dovoljno duboka i velika (velika masa vode i akumulirane topline), onda ona u hladnijem dijelu godine zagrijavaju svoje obale, ali se tu najčešće pojavljuje oštra diferencijacija, jer to zagrijavanje bitno ovisi o zračnim strujanjima. U toplom dijelu godine u tim istim područjima jezera onemogućuju jači porast temperature. Sve to može imati



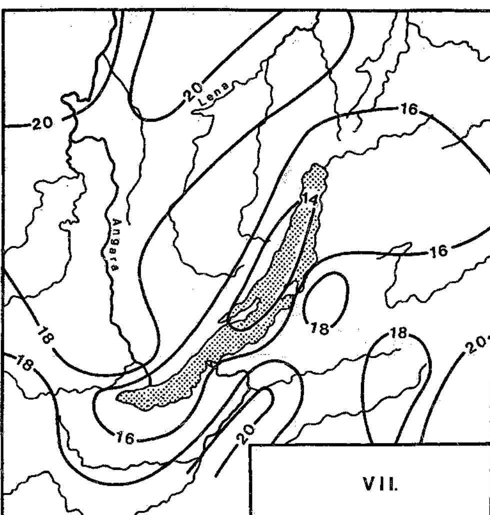
Sl. 110. Siječanjske izoterme u području Velikih jezera (A. A. Miller, 1959.)

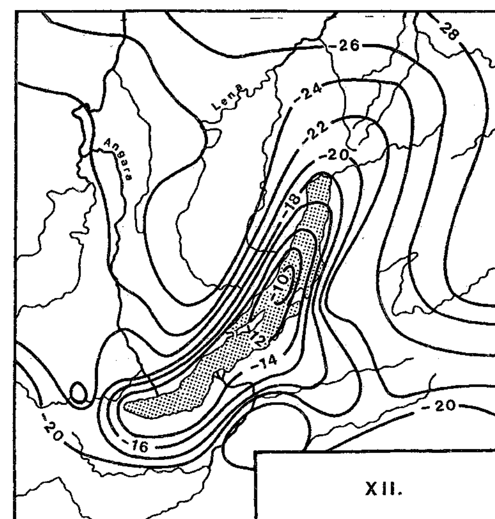


Sl. 111. Proizvodnja jabuka uz obalu jezera Michigan, SAD; jedna točka označuje vrijednost proizvodnje od 100 tisuća dolara. Punom crtom označen je srednji datum posljednjega proljetnoga jakog mraza (G. J. Miller i dr., 1954.)

izrazite ekonomske posljedice. Možda nema boljeg primjera koji pokazuje direktan utjecaj termičkih osobina jezera na voćarsku proizvodnju nego što je širi obalni pojas uz jezero Michigan (sl. 111). Jezero Michigan dovoljno je veliko i ima veliku masu vode da može primjetno utjecati na temperaturni režim i u širem obalnom pojasu. Zato se država Michigan ubraja u najveće proizvođače voća u SAD-u (osobito jabuka). U najvećem dijelu godine prevladavaju vjetrovi iz zapadnoga i sjevernoga kvadranta, pa se termički utjecaj jezera najviše osjeća na istočnoj i jugoistočnoj obali, odnosno na zapadu države Michigan. Termički utjecaj jezera najbolje se očituje u pružanju izolinija srednjeg datuma posljednjega proljetnog mraza. On se pojavljuje sve kasnije što je geografska širina viša. U velikom području uz jugoistočnu obalu jezera posljednji se proljetni mraz pojavljuje do 11. svibnja, a srednja i sjeverna obala mogu stradati od mraza sve do 21. svibnja.

Zanimljivo je upozoriti i na utjecaj jezera Huron, istočno od Michigana, koje opet potiskuje izolinije datuma pojave posljednjega proljetnog mraza prema sjeveru. Klimatski utjecaj jezera Michigan svodi se na sljedeće. Vjetar koji puše sa zapada i sjeverozapada u hladnijim mjesecima zagrije se i navlaži nad jezerom. Dalje u proljeće zrak se nad jezerom ohladi, pa tako ohlađen sprečava prenagli cvat voćaka sve do razdoblja kad prestaje opasnost od mraza. Obratno od toga topli vjetar s jezera pomiče srednji datum pojave prvoga jesenskog mraza dublje u jesen. Toplije jezero onemogućuje postanak mraza neposredno uz obalu, što je moguće podalje od obale, jer jezero bitno utječe na porast jutarnjih, minimalnih temperatura. I zimske minimalne temperature u Michiganu više su nego u Wisconsinu, koji je na direktnom udaru hladnih vjetrova. Apsolutne maksimalne temperature više su u unutrašnjosti države Michigan nego uz obalu, a to povoljno djeluje na rast voća. Uz obalu jezera Michigan gdje je razvijeno voćarstvo padne 30-60 cm više snijega nego





Sl. 112. Raspodjela srednje srpanjske i srednje prosinačke temperature u području Bajkalskog jezera (A. V. Voznesenskij; izvor: S. P. Suslov, 1947.)

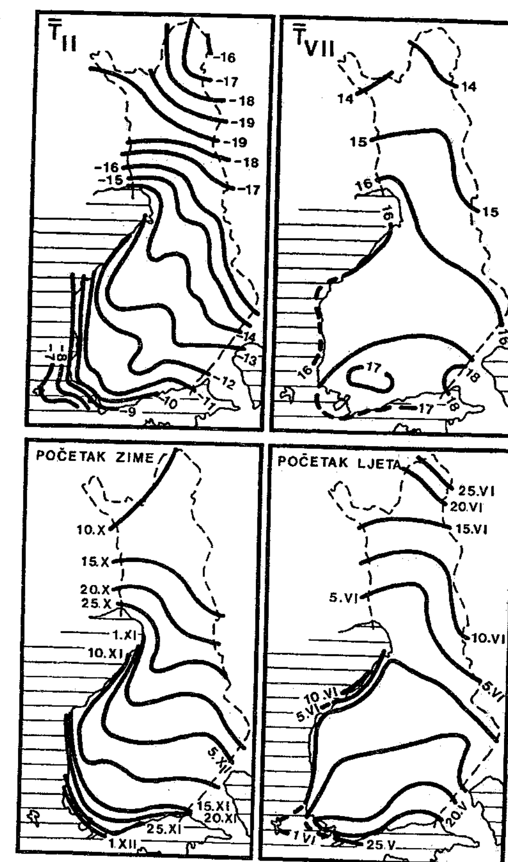
u unutrašnjosti, pa se tako stvara rezerva vlage za tople mjesece.

Geografska raspodjela voćarske proizvodnje, koja je koncentrirana uz veći dio istočne obale jezera Michigan, točno odgovara pružanju izolinija datuma pojave posljednjega proljetnog mraza, odnosno određena je veličinom i smjerom termičkog utjecaja jezera Michigan. Osim koncentracije voćarske proizvodnje uz istočnu obalu jezera, opaža se i sekundarna koncentracija voćarstva u najpovoljnijem, jugoistočnom obalnom pojasu, gdje izolinija datuma pojave posljednjega proljetnog mraza od 11. svibnja naglo skreće prema istoku. U tom se dijelu proizvodi 70% voća iz cijele države Michigan. Koliko komercijalizirana i znanstveno organizirana proizvodnja voća vodi brigu o klimatskim uvjetima, najbolje se može uočiti u jednom detalju; na zapadnoj obali jezera Michigan je relativno velik zaljev Green Bay, koji zaštićuje, odnosno »zagrijava« poluotok Door (Door Peninsula) na kojemu se u takvim specifičnim uvjetima jače razvilo voćarstvo. I tako je voćarstvo i u državi Wisconsin opet direktno ovisno o termičkom, modifikatorskom utjecaju jezera Michigan.

Termički utjecaj jezera najveći je duboko u kontinentima. Bajkalsko jezero (sl. 112.) u prosincu je – kada redovno još nije zaleđeno – za 13 °C toplije od okolice, ali je zato u srpnju za 7 °C hladnije. Tako u užem području jezera izoterme skreću od »normalnog« smjera. U početku zime oko Bajkalskog jezera nastaje topao, a ljeti hladan »otok« u usporedbi s temperaturom u daljoj okolici. Takve su razlike posljedica izrazito kontinentskih karakteristika klime zbog smještaja jezera duboko u azijskom kontinentu.

Kao i sva druga jezera, tako i jezera u pustinjama i stepama znatno utječu na veličinu dnevnih amplituda temperature; tako je nad vodom Aralskog jezera dnevna amplituda temperature 6,5 puta manja nego u Kazalinsku, koji se nalazi u pustinji oko 60 km daleko od obale jezera.

Klimatski, odnosno termički utjecaj manjih rubnih mora i velikih zaljeva s jedne i poluotoka s druge strane znatno ovisi o njihovu geografskom položaju, ali i o tome zamrzne li se njihova voda zimi. Ako da – zbog termičkih svojstava leda koja su slična termičkim svojstvima kopna – njihov se pozitivni utjecaj gubi; povećava se kontinentalnost klime. Taj ćemo utjecaj najbolje prikazati ako za primjer uzmemo Finsku, Botnički zaljev i Finski zaljev (sl. 113.). Budući da se Finska nalazi na obali mora, pružanje izotermi ima sve karakteristike takvih prijelaznih krajeva. Termički kontrast između mora i kopna mnogo je veći zimi nego ljeti, pa je



Sl. 113. Izoterme u Finskoj u veljači (II) i srpnju (VII), te srednji datum početka zime i početka ljeta; 1921.-1950. god. (O. Kolkki; izvor: H. Smeds, 1960.)

horizontalni gradijent temperature mnogo veći u veljači nego u srpnju. To se vidi po gustoći izotermi. Temperatura u veljači naglo opada od relativno toploga Botničkog i Finskog zaljeva prema unutrašnjosti Finske, tj. izoterme su zbijene uz obalu, a u većem dijelu te zemlje vidi se da se njihovo pružanje ili posve podudara s pružanjem obale ili se taj utjecaj osjeća u njihovu generalnom pružanju (u unutrašnjosti). Utjecaj spomenutih zaljeva ne osjeća se u sjevernoj Finskoj (Laponija).

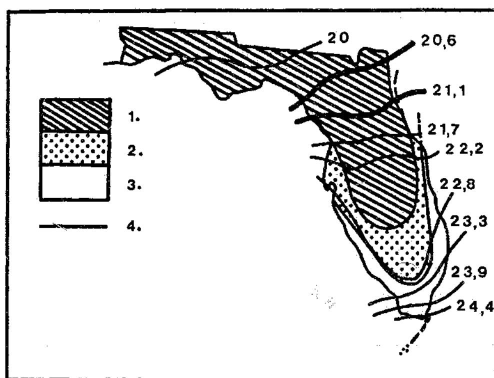
U srpnju se osim utjecaja geografske širine osjeća, iako ne jako, i rashlađujući utjecaj Botničkog i Finskog zaljeva. Naime, unutrašnjost južne Finske malo je toplija od Finskog zaljeva, ali su zbog postojanja brojnih jezera razlike male.

Utjecaj spomenute raspodjele temperature očituje se i u jednoj specifičnosti, u datumu početka zime i ljeta u raznim dijelovima Finske. Za oba je bitna

geografska širina (osobito u sjevernoj Finskoj), ali je isto tako važan i utjecaj raspodjele kopna i mora (južna Finska). Zima počinje (ovdje se uzeo srednji datum pojave srednje dnevne temperature 0 °C) najprije na sjeveru, u Laponiji, 10. listopada ili čak koji dan prije, a sve kasnije na jugu. Međutim, značajno je da u južnoj Finskoj početak zime ovisi o udaljenosti mjesta od mora, a to se vidi po pružanju izolinija koje se prilagođuju općim konturama obale. Tu je izvanredno poučan primjer kako veliki zaljevi utječu na raspodjelu temperature na susjednom kopnu; ali, taj utjecaj ne možemo odvojiti od istodobnog utjecaja toga poluotočnoga kopna. Samo zajedničkim istodobnim djelovanjem kopna i mora izoterme se pružaju onako kako je prikazano na kartogramima.

Početak ljeta (srednji datum pojave srednje dnevne temperature 10 °C) ovisi prije svega o geografskoj širini (tj. prije počinje na jugu nego na sjeveru Finske), ali se na jugu te zemlje vrlo jasno odražava rashlađujući utjecaj Finskog i Botničkog zaljeva. Naime, u unutrašnjosti južne Finske ljeto počinje oko 20. svibnja, a južno i zapadno od nje u obalnom pojasu nekoliko dana kasnije (osobito kasni na Alandskim otocima). Ne treba posebno naglašavati da sve to utječe na kalendar poljoprivrednih radova.

Kad se već govori o utjecaju poluotoka na raspodjelu temperature, uzet ćemo jedan klasičan primjer koji ima i vrlo velike ekonomske posljedice. Prikazat ćemo kakav je utjecaj raspodjele temperature na proizvodnju voća na Floridi, SAD (sl. 114.). Florida je zajedno s Californijom vodeća država SAD–a po



Sl. 114. Utjecaj mraza na raspodjelu proizvodnje povrća i agruma na Floridi, SAD; 1. jaki mraz moguć je svake zime, 2. jaki mraz moguć je jednom u dvije godine, 3. jaki mraz pojavljuje se samo povremeno, 4. izoterme srednje godišnje temperature. Glavno područje proizvodnje povrća južno je od izoterme od 20,6 °C, a glavno područje proizvodnje agruma južno je od izoterme od 21,1 °C. (L. A. Reuss; izvor: E. Higbee, 1958.)

proizvodnji južnog voća. Jedan od prirodnih uvjeta za razvoj južnog voćarstva je dugotrajno vegetacijsko razdoblje. Osim najjužnijeg dijela poluotoka (Keys), Florida povremeno stradava od mrazova koji nerijetko nanose veliku štetu voćarstvu. Zimski prodori hladnoće jedan su od najtežih problema floridskog voćarstva. Utjecaj mraza na voćarstvo Floride u manjim regionalnim razmjerima ovisi o obliku tog poluotoka. Iz tog proizlazi utjecaj maritimnosti, odnosno kontinentalnosti. Na istoj geografskoj širini mraz je češći i opasniji u unutrašnjosti poluotoka nego uz topliju obalu. Zato se područje koje najčešće pogađa mraz »uklinjava« u poluotok, tj. prodire dublje na jug u unutrašnjost poluotoka nego uz obalu. I tu, u tom detalju, očituje se poznati zakon da kopno potiskuje izoterme zimskih mjeseci prema ekvatoru; u tom primjeru potiskuje izoterme minimalne dnevne temperature od sjevera prema jugu.

Agrumi podnose mraz, ali ako temperatura padne ispod –6,7 °C, na njima nastaju teška oštećenja u doba cvjetanja. Zanimljivo je istaknuti da je zimi 1894.–1895. god. bio tako jak mraz (»veliki mraz« u pamćenju farmera) da je gotovo potpuno uništio nasade agruma na sjeveru Floride. Zbog toga se odmah poslije te godine prešlo na sađenje agruma južnije nego prije te katastrofalne zime, i od tada je proizvodnja koncentrirana u središnjem dijelu poluotoka. Tako nagla i velika promjena u geografskoj raspodjeli voćarske proizvodnje moguća je samo u visokokomercijaliziranoj proizvodnji. (Da se istakne sva kompleksnost prirode u tom njenom detalju, treba spomenuti da proizvodnja agruma nije »pobjegla« sasvim na jug Floride, jer se ustanovilo da je njihova kvaliteta najbolja ako u tijeku godine ima i hladnih razdoblja, ali ne – prehladnih. I tako je proizvodnja agruma koncentrirana u srednjoj Floridi gdje se pojavljuje mraz, ali najčešće to nije jak mraz!)

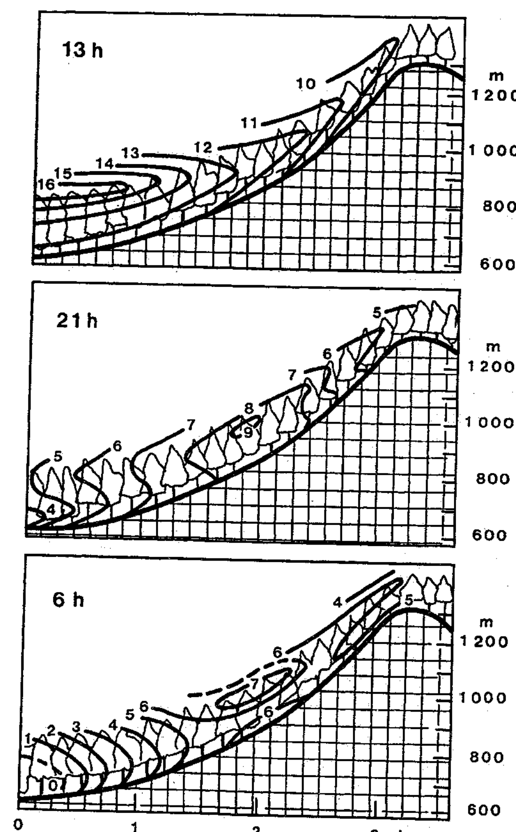
Budući da prirodni uvjeti najčešće nisu onakvi kakvi bi trebali biti, na Floridi se potroši prilično novca za borbu protiv mraza, pri čemu se – dakako, krajnje stručno – prati hod temperature na svim farmama, do koje granice ona smije pasti, itd. (U jednom izvoru floridska se farma agruma duhovito uspoređuje s pacijentom u bolnici na čijem se krevetu nalazi ploča, »temperaturna lista«, sa svim podacima, između ostaloga i s podacima o temperaturi u svako doba dana.)

Poznato je da se u danima (bolje rečeno – noćima) kad temperatura padne ispod dopustive granice (–3,3 °C) voćnjaci zadimljavaju pećima na naftu, a postoji i specijalna organizacija za borbu protiv mraza (Federal-State Frost Warning Service). O kakvim je dimenzijama i izdacima riječ, pokazat ćemo samo jednim primjerom (E. Higbee, 1958.) u Polk

Countyju. Veličina voćnjaka 162 ha; 6. II. 1947. bilo je angažirano 58 ljudi, utrošeno je goriva za 4 011 dolara; ukupni trošak svih mjera protiv mraza iznosio je 4 591 dolar. Na istom posjedu 11. veljače iste 1947. godine utrošeno je 4 511 dolara za istu svrhu. Dakle, za samo 2 dana u borbi protiv mraza na jednom je posjedu utrošeno 9 102 dolara! Očito je da takve troškove mogu podnijeti samo visokoproduktivni veleposjedi.

Kompleksan i suptilan odnos između gajenja agruma i klime na Floridi time nije iscrpljen; pođimo do kraja! Nama geografima poznato je da na Floridi ima mnogo močvara i jezera. Zašto sve to nije isušeno da bi se dobila što veća površina za gajenje agruma? Razlozi nipošto nisu financijske, nego – klimatske prirode. Dimljenje voćnjaka naftom, koliko god efikasno na manjoj površini, ne bi dalo željene efekte da nema i prirodnih »peći« – jezera i močvara. Da nema njih temperatura bi tu u kritičnim noćima pala tako nisko da bilo kakvo dimljenje naftom ne bi dalo rezultate. Osim toga, termičke razlike između kopna te močvara i jezera tolike su da često nastaje lokalna cirkulacija zraka koja također (zbog miješanja hladnog i toplog zraka) pridonosi povišenju temperature zraka u prizemnom sloju. I konačno, agrumi najbolje uspijevaju na pjeskovitom tlu. Na Floridi ima mnogo pjeskovitih brežuljaka većih horizontalnih, a malenih vertikalnih dimenzija. I tako se najbolji nasadi agruma nalaze na pješčanim brežuljcima, uzvišenjima i padinama. Iako su visinske razlike malene, praksa i mjerenja su pokazali da u konkavnim dijelovima takvog reljefa postoje mrazišta (mrazišta na toploj Floridi!). Ilustrativan je primjer do kojeg se došlo mjerenjem u Avon Parku; na udaljenosti od 137 m i visinskoj razlici od 9,1 m, termometri na 1,37 m iznad tla pokazali su razliku od 9,9 °C, a to je posve dovoljno da nastradaju osjetljivi agrumi.

Vrlo su zanimljivi rezultati dobiveni istraživanjem raspodjele temperature zraka na šumovitoj zapadnoj padini Grosser Falkensteina u Bavarskoj šumi, Njemačka. Dakle, umjerene geografske širine, šumovita padina. Padina je visoka 700 m, tj. od 600 do 1 300 m. Izoterme na sl. 115. pokazuju da raspodjela temperature na nekoj padini obrasloj šumom nije jednostavna. U podne (13 h) temperatura pada s porastom nadmorske visine, ali je raspodjela temperature komplicirana i zato što temperatura zraka raste od tla prema vrhu krošanja, tako da se najtopliji sloj zraka nalazi neposredno ispod vrha krošanja. Razlika između temperature zraka uz tlo i na vrhu krošanja veća je na manjim nego na većim nadmorskim visinama. Uvečer, u 21 h, već se nazire razlika u brzini noćnog ohlađivanja zraka u gušćem

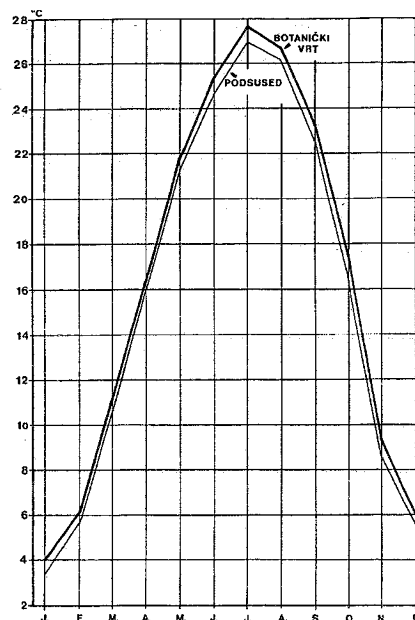


Sl. 115. Vertikalna raspodjela temperature na zapadnoj padini Grosser Falkensteina, Bavarska šuma, za vedra dana 18.–19. IX. 1955. god. Visina stabala ne odgovara mjerilu na desnoj strani za visinu planine (A. Baumgartner, 1957.)

zraku u predgorju i rjeđeg zraka bliže vrhu. Najtopliji je široki pojas u srednjem dijelu padine, a temperatura pada naviše i naniže. U svim dijelovima padine temperatura je viša u krošnjama nego iznad njih i ispod njih. Hlađenje se nastavlja i dalje u tijeku noći sve do jutra (6 h), ali struktura raspodjele ostaje ista kao i u 21 h; razlika je samo u rasponu između temperature u srednjem i u višem dijelu padine, gdje se zrak tijekom noći tek malo ohladi, za razliku od zraka na dnu padine i u dolini ispod nje, gdje se znatno ohladi, čak do 0 °C. Postoji, dakle, jaka inverzija temperature. U tijeku cijele noći zrak je također topliji u krošnjama nego pri tlu. Iz toga bi se moglo zaključiti da je modifikatorski termički utjecaj šumovitih padina najizrazitiji noću. Temperatura u najtoplijem dijelu dana najviša je u dolini i pravilno pada s porastom nadmorske visine. Uveče

i noću nije obratno, nego je raspodjela temperature kompleksnija. Najtopliji se pojas nalazi negdje u srednjem dijelu padine (u prikazanu primjeru negdje na oko 900 m), a temperatura pada i uzbrdo i nizbrdo. Navedeni primjer pokazuje da bi povoljnija (viša) temperatura na padini bila noću. To bi bilo ono što padini, prigorju ili prisoju daje prednost. Ali, tako je na šumovitoj padini. Autor smatra da postanak tople padine treba pripisati »sedimentiranju« hladnog zraka u dolini, sedimentiranju zraka koji se ohladio dugovalnom radijacijom.

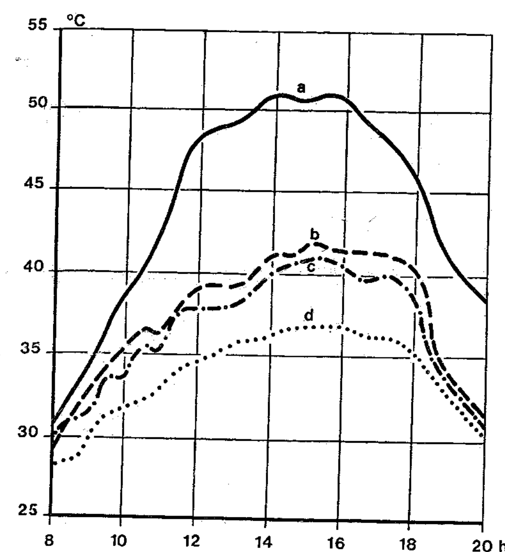
Šumski pokrov je važan modifikator mikroklime; šuma utječe i na dnevni i na godišnji hod temperature kao i na vertikalnu raspodjelu toga bitnoga meteorološkog elementa. Danju šuma stvara sjenu; na putu do tla sunčeve zrake nailaze na lišće, grančice, grane i debla, pa tek vrlo mali dio direktne radijacije dospije neposredno do tla, a bitno poraste relativni udio difuzne radijacije. Zrak u šumi zagrijava se pretežno turbulentnim prijenosom topline. Noću šuma zaštićuje podlogu poput kakva pokrivača. Ona regulira gubitak topline evaporacijom, smanjuje brzinu vjetra, slabi konvekciju. Posljedica je svega toga da šuma smanjuje maksimalnu, a povećava minimalnu dnevnu temperaturu u odnosu prema otvorenom polju; šuma, dakle smanjuje dnevnu amplitudu temperature.



Sl. 116. Godišnji hod temperature zraka u središtu Zagreba (Botanički vrt) i na periferiji (Podsused): prosjeci 1953.–1959. god. (T. Šegota, 1986. a)

Bitna je karakteristika raspodjele temperature u šumi stratifikacija, tj. postoji razlika između temperature raznih slojeva zraka u šumi. U šumskoj sastojini nalaze se tri sloja: 1. sloj krošnja; on čini vanjsku aktivnu površinu koja je u kontaktu sa slobodnim zrakom; 2. sloj stabalnog prostora; u njemu je smanjena insolacija, temperatura je uravnotežena, brzina vjetra smanjena; 3. sloj korijenja (edafski sloj), gdje je šumsko tlo ljeti hladnije od tla na susjednom otvorenom polju. Nas geografe ne zanima toliko raspodjela temperature u samoj šumi, koliko razlike u raspodjeli temperature u šumi i na otvorenu polju. Problem nije jednostavan jer postoje znatne razlike između ljeta i zime, a uvijek je važno istaknuti o kakvoj je šumi riječ, tj. potrebno je znati kakve su vrste drveća, kakav je sklop i struktura sastojine. Po jakoj studeni nema bitne razlike između bjelogorične šume i otvorenog polja. Suprotno tome, za vrijeme jake studeni u šumi četinara je za 3–4 °C toplije nego na otvorenom. Kad se uzmu srednje mjesečne temperature, moglo bi se reći da su u umjerenim širinama srednje mjesečne temperature ljetnih mjeseci 2,2 °C do 4–5 °C niže nego na otvorenu polju. Zimi gotovo nema razlike, ili je šuma malo toplija od otvorenog polja. Na 1 000 m visine u umjerenim širinama ljetno sniženje temperature može biti i dvostruko veće nego na otvorenom polju na morskoj razini, ili malo više od nje.

Promjene intenziteta kratkovalne i dugovalne radijacije zbog zagađenosti atmosfere, zatim promjena albeda, u velikim urbanim aglomeracijama, izmjene termičkih karakteristika podloge izgradnjom zgrada, ulica i svih drugih objekata na mjestu nekadašnjih polja, šuma i livada, manji utrošak topline za evaporaciju vode kao i oslobađanje velike količine topline iz industrijskih pogona, kućnih ložišta, vozila itd., utjecaj grada na brzinu vjetra zbog povećanja trenja izgradnjom brojnih blokova zgrada, pa i nebodera (ali, visina, boja i orijentacija zgrada utječu i na sve druge meteorološke elemente), sve to unekoliko utječe na temperaturu velikih gradskih aglomeracija. Pokazalo se da znatan utjecaj proizlazi iz činjenice što snijeg u gradovima vrlo brzo nestaje (čišćenje snijega, a ako ostane, uskoro gubi svoju bijelu boju) u usporedbi s okolicom, gdje se duže zadrži. Iz vrlo kompleksnog međusobnog utjecaja svih spomenutih faktora proizlazi godišnji hod temperature u gradu. Na sl. 116. uspoređen je godišnji hod temperature u središtu Zagreba s godišnjim hodom temperature u njegovu predgrađu. Očito je da je grad sistematski, u svim mjesecima, topliji od okolice. Ta je razlika najveća u I.–III. i VI.–X. mjesecu. Ne zaboravimo da su to srednje mjesečne temperature.



Sl. 117. Dnevni hod temperature u gradu Riverside u Illinoisu, SAD, 7. VIII. 1918. god.: a) na površini asfalta, b) na 30 cm visine, c) na 120 cm i d) u sjeni iznad trave 10 m dalje od ceste (G. S. Eaton, 1919.)

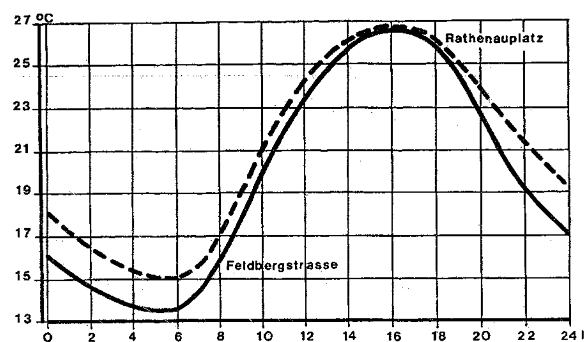
Termički utjecaj grada proporcionalan je njegovu teritorijalnu razvoju; 10 promatranih gradova sa 100-500 tisuća stanovnika ima srednju godišnju temperaturu za 0,55 °C višu od susjednih predgrađa, a 10 promatranih gradova sa ≥ 1 milijun stanovnika je za 0,73 °C (ili čak i više) toplije od predgrađa. Tako je, npr., u središtu Pariza srednja godišnja temperatura za 0,7 °C viša nego u predgrađima, u Chicagu za 0,6 °C, u Los Angelesu za 0,7 °C, u Moskvi za 0,7 °C, u Philadelphiji za 0,8°C, u Berlinu za 1 °C, u Milanu za 1,3 °C, a u New Yorku za 1,1 °C. U cjelini gradovi su i zimi i ljeti topliji od svojih predgrađa. Čini se da postoji diferencijacija; za Berlin smo vidjeli da je ljeti topliji od okolice; Philadelphia je pak zimi toplija od okolice za 1 °C, a ljeti za samo 0,2 °C.

Tendencija otopljavanja gradova u odnosu prema njihovoj neposrednoj okolici (ili u usporedbi s jednom postajom u okolici) dobro se može uočiti iz broja hladnih dana (minimalna dnevna temperatura ≤ 0 °C). On je (u različitim razdobljima) u Berlinu iznosio 81, a u okolici 100 dana, u Münchenu 88, a u okolici 119 dana, u Nürnbergu 93, a u okolici 108 dana, u Kölnu 19, a u okolici 29 dana, u Baselu 64, a u njegovoj okolici 85 dana. Slično tome, broj dana bez mraza iznosio je u Berlinu 204, a u susjednom Blankenburgu 171 dan, tj. razlika iznosi 33 dana, a odgovarajuća je razlika između Münchena i okolice 61 dan (P. A. Kratzer, 1956.). Uzima se da je u gradu bezmrazni period za tri tjedna duži nego u okolici. Tako se u literaturi udomaćio naziv »toplinski otok« za gradsko područje u kojemu je temperatura viša nego u okolici. Ovom problemu posvećen je niz studija, pa se pojavila sumnja je li to (barem u godišnjem prosjeku) odraz utjecaja grada ili posljedica »općeg« otopljavanja klime koje je kulminiralo u 40-im godinama našeg stoljeća, a koje bi se pojavilo i da nema gradova. Analiza temperaturnog kontrasta grad-okolica u radnim danima i za vrijeme vikenda otkrila je da ta razlika doista postoji. Danas više nema sumnje da je u kraćim razdobljima i u meteorološkim terminima ta razlika često tako velika da se ne može protumačiti drukčije nego termičkim utjecajem grada. Osim toga, taj utjecaj nije uvijek jednak. U Londonu je utvrđeno da je njegov termički utjecaj malen u natprosječno vjetrovitim i oblačnim godinama; obratno je u blagim i tišim godinama.

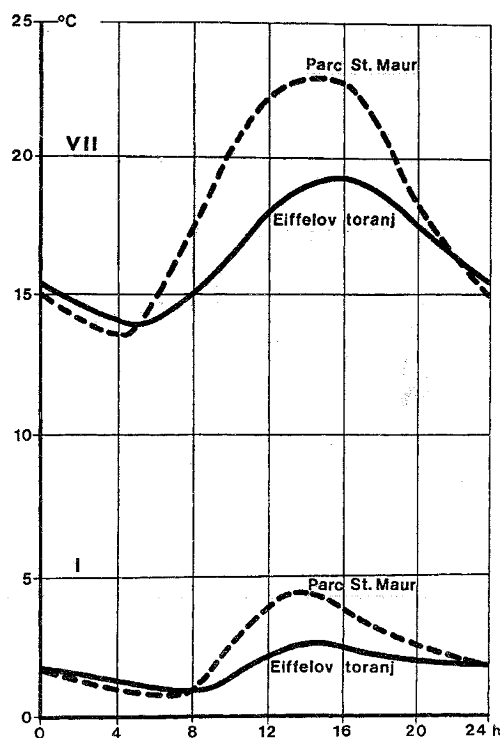
Za praksu je mnogo važnija raspodjela temperature u gradu u kraćim vremenskim razdobljima, odnosno temperaturni režim u gradu prije svega je posljedica termičkih svojstava podloge, pa ćemo najprije razmotriti jedan ekstreman primjer u kojemu se već naziru izvori razlike u raspodjeli temperature ako se mijenja priroda podloge. Diferencirano zagrijavanje osobito je izrazito i praktički važno ako se ne uzmu dugogodišnji srednjaci, nego ako se promotri kraće razdoblje u kojemu postoje optimalni uvjeti za izrazitiju diferencijaciju u zagrijavanju podloge. Klasičan je primjer prikazan na sl. 117. Vrlo se dobro vidi da dnevni hod temperature u gradu bitno ovisi o podlozi, a ona je u gradu veoma promjenljiva. Temperatura crnog asfalta vrlo je visoka, a temperatura zraka iznad njega naglo opada; na 30 i 120 cm visine nema već bitne razlike u temperaturi zraka. Temperatura je bitno niža u sjeni iznad zelene površine, pa se već iz toga može nazrijeti pozitivan utjecaj parkova na raspodjelu temperature u gradovima s toplijom klimom. Razlika između noćnih temperatura na spomenutim razinama je minimalna, osobito u jutarnjim satima prije izlaza sunca. Dnevna amplituda temperature iznad gradskih ulica naglo se smanjuje s povećanjem visine. To je vrlo ilustrativan dokaz da asfaltirane površine u gradovima (a one su u većim gradovima vrlo velike!) apsorpcijom radijacije bitno pridonose zagrijavanju podloge. Upozorimo na još neke detalje u dnevnom hodu temperature u prikazanu primjeru. Na površini asfalta maksimum je bio između 14 i 15 h. Na 30 i 120 cm maksimalna je temperatura bila nešto kasnije – i što je važno – zadržala se prilično dugo na toj visokoj razini. Posljedica je to jakoga dugovalnog zračenja pregrijane asfaltirane podloge. Treba još reći da 50-ak stupnjeva, kako je prikazano

na sl. 117., nipošto nije izuzetak. To nije najviša temperatura podloge iz mnogih gradova u relativno nižim geografskim širinama.

O spomenutim termičkim utjecajima podloge u gradu, odnosno o raspodjeli temperature u gradu, dobit ćemo još zorniju sliku analiziramo li grafičke prikaze tih veličina u još nekoliko primjera. Budući da se izgradnjom podloge bitno mijenjaju njena termička svojstva, to se mora odraziti i u dnevnom hodu temperature zraka i u sloju znatno iznad podloge. Na sl. 118. prikazano je kako je to u Parizu. Odmah se vidi da je vrh Eiffelova (Efelova) tornja manje pod utjecajem podloge nego termometar u Parku St. Maur. Jasno se opaža primjetno manja amplituda temperature na vrhu Eiffelova tornja nego pri tlu: tako je i zimi i ljeti, odnosno amplitude su u oba primjera više ljeti nego zimi. Sloj zraka u razini vrha Eiffelova tornja topliji je od prizemnog sloja noću (u srpnju između 22 i 5 h, a u siječnju između 1 i 8 h). Suprotno je danju; prizemni je sloj topliji od zraka na vrhu Eiffelova tornja. To bi bio odraz opće zakonitosti u vertikalnoj raspodjeli temperature. Na dijagramu se vidi da se maksimumi i minimumi ne pojavljuju istodobno; opaža se »zakašnjavanje u fazi« s porastom visine. U srpnju je maksimalna temperatura pri tlu u 14 h, a na vrhu Eiffelova tornja u 16 h. I minimum temperature na vrhu Eiffelova tornja pojavljuje se kasnije nego pri tlu. Očito je da noću u cijeloj godini postoji inverzijski sloj, tj. temperatura je noću niža neposredno uz podlogu, a viša je na razini vrha Eiffelova tornja. Inverzijski sloj nestaje danju jer je temperatura viša uz podlogu, a opada s porastom visine.



Sl. 119. Dnevni hod temperature u središtu Frankfurta (Rathenauplatz) i na periferiji (Feldbergsstrasse) u vedrim ljetnim danima; 1959.-1963. god. (H. W. Georgii, 1970.)

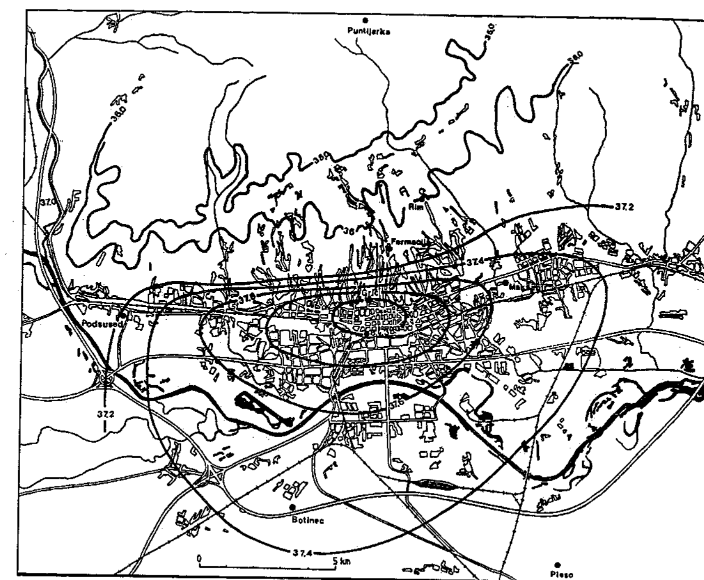


Sl. 118. Dnevni hod temperature u Parizu na vrhu Eiffelova tornja i u Parku St. Maur u siječnju i srpnju (W. G. Kendrew, 1957.)

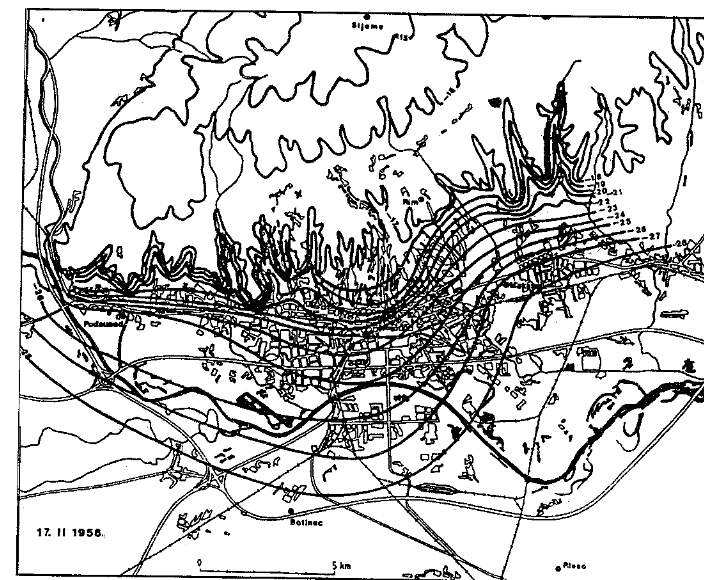
O raspodjeli temperature u gradu doznat ćemo još više ako usporedimo srednje satne temperature iz jednoga relativno dužeg razdoblja u središtu grada i u njegovoj okolici. Na sl. 119. prikazano je kako to izgleda u Frankfurtu na Maini, Njemačka. Maksimalne su temperature zraka danju podjednake i u središtu i na periferiji.

Najveće razlike postoje noću, osobito u rano jutro, kad je temperatura mnogo viša u središtu grada nego na periferiji. Slično je utvrđeno u nizu gradova. Kad se misli na gradski »toplinski otok«, onda to prije svega vrijedi za noć. Noću, a ne danju, grad je znatno topliji od okolice, ali to prije svega vrijedi za tihe i vedre noći. Taj se efekt gubi pri jakom vjetru i oblačnom vremenu. Manja temperaturna razlika između grada i okolice danju svodi se na pojačanu mehaničku turbulenciju, jače miješanje toplog zraka uz podlogu i hladnijeg zraka na nešto većoj visini. Očito je da je diferencirano zagrijavanje zraka u gradu i okolici kompleksan proces jer djeluju i faktori (osobito danju) suprotni tendenciji jačeg zagrijavanja zraka iznad grada.

Važna je raspodjela temperature u gradu u realnim uvjetima, tj. u određenom satu. Za primjer smo



Sl. 120. Geografska raspodjela maksimalne temperature (°C) 8. 7. 1957. u Zagrebu (T. Šegota, 1987.b)



Sl. 121. Geografska raspodjela minimalne temperature (°C) 17. 2. 1956. u Zagrebu (T. Šegota, 1988.)

izabrali Zagreb. Raspodjela apsolutnih maksimalnih temperatura 8. 7. 1957. (sl. 120.) pokazuje da je sav nizinski kraj bio ispunjen vrlo vrućim zrakom. Apsolutna maksimalna temperatura u centru bila je za 0,5 – 0,8 °C viša nego na periferiji. Temperature rastu od periferije prema centru Donjega grada. Najviša temperatura (38 °C) očitana je u Botaničkom vrtu. Međutim, zbog neadekvatnog smještaja termometra na Griču rekonstruirana temperatura Griča bila bi 38,1 °C, a ne 37 °C, kako je očitano. Tako se porast temperature nastavlja i od Botaničkog vrta prema Griču. Pobrđe dalje na sjeveru imalo je do 1 °C nižu apsolutnu temperaturu. Lijepo se vidi »toplinski otok« koji je sferna oblika zahvaljujući pružanju Zagreba. U raspodjeli apsolutnih minimalnih temperatura (sl. 121.) jasno se izdvaja vrlo hladna niska ravnica uza Savu koja nešto sjevernije prodire u maksimirskom području. Periferija je do 5 °C

hladnija od centra Donjega grada, a čak do 9,7 °C hladnija od Griča. Na pregibu Zagrebačke terase minimalne se temperature naglo povisuju (veća gustoća izotermi). Porast temperature nastavlja se sve do vrha Medvednice, što upućuje na debljinu inverzijskog sloja. Termički utjecaj Zagreba očituje se u povijanju izotermi prema jugu u cijelom izgrađenom području. Stoga u izuzetno hladnim noćima i jutrima ne postoji »toplinski otok«, već bismo mogli govoriti o »toplinskom poluotoku«. Dakle, na raspodjeli apsolutnih temperatura u Zagrebu očituje se kombinirani utjecaj grada i reljefa.

1.4. DINAMIKA ATMOSFERSKIH PROCESA

1.4.1. TLAK ZRAKA

1.4.1.1. TLAK ZRAKA ILI ATMOSFERSKI TLAK. Molekule plinova koje čine zrak u neprekidnu su gibanju. Djelovanje udaraca golemog broja molekula na svaku površinu definira se kao sila F koja se naziva tlakom zraka ili atmosferskim tlakom,

$$p = F/s.$$

U praksi se tlak zraka preračunava na jedinicu površine, na 1 cm^2. Tlak zraka na jediničnoj površini jednak je težini stupca zraka iznad te površine do gornje granice atmosfere. Budući da su fizički uvjeti na Zemlji vrlo raznoliki, tj. tlak zraka neprekidno se mijenja u prostoru i vremenu jer je $p = f(x,y,z,t)$, određena je veličina tlaka zraka na morskoj razini, na 45° geografske širine, pri temperaturi 15 °C i u normalnom polju sile teže $g = 9,806$ m s^{-2}. Tlak zraka u tim uvjetima, tzv. »standardne atmosfere«, jednak je težini stupca žive s presjekom od 1 cm^2, visokom 760 mm, odnosno na 1 cm^2 površine na razini mora tlak zraka iznosi 1 033 g. U meteorologiji i klimatologiji po SI sustavu prevladala je upotreba milibara i hektopaskala za mjerenje tlaka. 1 bar = 106 din cm^{-2}, odnosno 1 bar = 750,062 mm Hg. Budući da je to prevelika jedinica, upotrebljava se njezin tisućiti dio 1/1 000 bar = 1 mbar (milibar), ili 1 mbar = 1 hPa. Tlak od 760 mm Hg ekvivalentan je tlaku od 1 013,25 mbar, odnosno 1 mm Hg = 1,33 mbar ili 1 mm Hg = 4/3 mbar. (Informacije radi navest ćemo do sada zabilježene ekstremne vrijednosti tlaka reduciranoga na morsku razinu. U Agati u Sibiru izmjeren je 31. XII. 1968. tlak zraka koji je, reduciran na morsku razinu, iznosio 1 083,8 hPa, a 12. X. 1979. blizu otoka Guam na Pacifiku 870 hPa.)

U usporedbi s temperaturom i drugim meteorološkim elementima, promjene tlaka zraka ne mogu se neposredno i sa sigurnošću primijetiti, iako mnogi ljudi »osjećaju« nagli pad tlaka prije dolaska ciklone (npr. reumatičari). Međutim, promjena tlaka s visinom lako se osjeti, što ima direktne fiziološke posljedice (teško disanje u velikim visinama, šum u ušima), a to je važno za život čovjeka u visokim planinama i visoravnima (Tibet, Ande itd.). Promjene tlaka posredno su vrlo važne jer uzrokuju gibanje zraka (vjetar), a time utječu na niz promjena stanja u atmosferi. Dakle promjene tlaka uzrokuju vertikalno i horizontalno premještanje zraka, što se manifestira kao vjetar. Vjetrovima odnosno zračnim masama – čija raspodjela ovisi o promjenama tlaka te o baričkim središtima – prenosi se toplina iz nižih geografskih širina u više, pa se tako održava toplinska ravnoteža Zemlje kao cjeline. Vjetrovi donose vodenu paru u unutrašnjost kontinenata a o padalinama ovisi sav život i intenzitet razaranja površinskog dijela litosfere.

1.4.1.2. VERTIKALNA RASPODJELA TLAKA. S porastom nadmorske visine stupac je zraka do gornje granice atmosfere sve manji, odnosno težina zraka u stupcu jediničnog presjeka manja je, pa će i tlak biti niži. Dakle, tlak zraka opada s porastom nadmorske visine. Ali, tlak zraka ne opada jednoliko, linearno, s porastom nadmorske visine. Čak 50% mase atmosfere koncentrirano je u donjih 5 km troposfere. Relacija između promjene tlaka s visinom i gustoće zraka utvrđuje se tzv. osnovnom jednadžbom hidrostatike

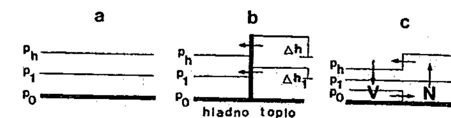
$$\frac{dp}{dz} = -g\rho$$

p = tlak zraka,
z = visina iznad morske razine,
ρ = gustoća zraka,
g = akceleracija sile teže.

Ta jednadžba pokazuje da je na bilo kojoj razini promjena tlaka s visinom razmjerna gustoći zraka na toj razini. Iz te jednadžbe proizlazi da tlak zraka mora opadati s visinom brže u donjim gustim slojevima atmosfere nego u rijetkim gornjim slojevima. Veličina koja pokazuje koliko tlak zraka opada s visinom zove se barometrijska (barometarska) stopa; to je broj metara za koji se treba dignuti da bi tlak pao za jedinicu (1 mm Hg ili 1 hPa). U normalnim uvjetima barometrijska stopa u najdonjem sloju troposfere iznosi 10,5 m za 1 mm Hg ili 8,4 m za 1 hPa, tj. za svakih 10,5 m visine tlak zraka padne za 1 mm Hg, ili na svakih 8,4 m tlak zraka padne za 1 hPa. Budući da barometrijska stopa ovisi o gustoći zraka, ona se mijenja zajedno s promjenom temperature i s promjenom tlaka, odnosno s visinom. Budući da tlak zraka ne opada linearno, i barometrijska se stopa mijenja. Na oko 5 500 m ona iznosi 14,8 m za 1 hPa, a na oko 11 000 m već 28 m za 1 hPa. Dakle, za najniži dio troposfere karakterističan je nagli pad tlaka zraka. U višim dijelovima troposfere i u stratosferi tlak zraka sve sporije opada s porastom visine. Što je zrak topliji, barometrijska je stopa veća.

Da bi se tlakovi zraka u pojedinim postajama na Zemlji s različitim nadmorskim visinama mogli uspoređivati i da bi mogli poslužiti za kvantitativna istraživanja, reduciraju se na morsku razinu. Jedino se tako mogu crtati karte na kojima se prikazuje geografska raspodjela tlaka zraka. Redukcijom se tlak zraka izmjeren na nekoj postaji dovodi na tlak koji bi bio na toj postaji kad bi se ona nalazila na morskoj razini.

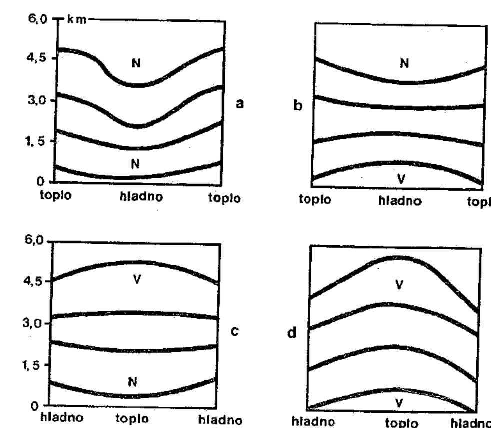
1.4.1.3. TEMPERATURA I PROMJENA TLAKA ZRAKA. Gustoća zraka ρ mijenja se s promjenom temperature zraka T jer je $\rho = f(p,T)$. Budući da gustoća zraka utječe na njegov tlak, svaka promjena temperature uzrokuje promjenu tlaka zraka. U praksi se ne može operirati s tlakom u svakoj točki u atmosferi, pa se izdvajaju plohe koje spajaju točke s istim tlakom (npr. 995 hPa, 1 000 hPa itd.). Te zamišljene plohe u atmosferi u kojima je u svakoj točki tlak zraka jednak nazivaju se *izobarnim*[74] plohama. Ako se volumen zraka mijenja s promjenom temperature (topli zrak – veći volumen, hladni zrak – manji volumen), onda proizlazi da će se u stupcu zraka s povišenjem temperature izobarne plohe izdizati, a s hlađenjem zraka spuštati. Ili: tlak zraka u hladnom stupcu zraka brže opada s visinom nego u stupcu topla zraka. Ili: ako se jedan pokraj drugoga nalaze topli i hladni zrak, onda će se



Sl. 122. Cirkulacija između toplog i hladnog područja. V, visoki tlak, N, niski tlak (R. Scherhag, 1960.)

izobarne plohe izdignuti u toplom zraku na veću visinu, a u hladnom zraku spustiti niže. Isti tlak (ista izobarna ploha) bit će u toplom zraku na većoj visini, a u hladnom zraku na manjoj visini. Upravo je tako i u realnim uvjetima na Zemlji u velikim dimenzijama, jer se svako toplo područje nalazi u hladnoj sredini, ili se pak hladnije područje nalazi u toploj sredini. Na Zemlji *nije moguća izotermija* na cijeloj njezinoj površini ili u cijeloj atmosferi.

Na sl. 122. prikazana je realna mogućnost: zbog diferenciranog zagrijavanja podloge, izdvajaju se toplo i hladno područje. U početnom stanju *a* nema temperaturnih razlika, pa je atmosfera, odnosno tlak, u neporemećenom stanju; najviši je tlak na podlozi, a s porastom visine tlak zraka pada. Izobarne su plohe paralelne s podlogom i međusobno. U sljedećoj fazi, fazi *b*, desna se polovica podloge jakom apsorpcijom topline naglo ugrijala, a lijeva je polovica ostala na istoj temperaturi, ali je u odnosu prema desnoj polovici postala hladna. Zrak iznad tople polovice postaje lakši jer ekspandira, pa će se tlak na određenim visinama smanjiti u odnosu prema prethodnom, početnom stanju ili, još bolje, izobarne će se plohe izdignuti za stanovitu visinu: izobarna ploha p_1 za visinu Δh_1, a izobarna ploha p_h za visinu Δh. Budući da se na lijevoj strani temperatura



Sl. 123. Raspodjela tlaka iznad hladne i tople podloge u toplom i hladnom zraku (R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)

[74] grč. *isos* – jednak; *baros* – težina. Presjecište izobarne plohe i Zemljine površine zove se *izobara*. Izobare povezuju sva mjesta na geografskoj karti s istim tlakom. Tlak se može odnositi na određeni moment ili na određeno razdoblje.

nije promijenila, nije se promijenila ni visina izobarnih ploha. One su ostale na istoj visini. Tako se u graničnoj zoni između toplijeg i hladnijeg zraka (ili volumena zraka) naglo promijenio tlak na malenoj horizontalnoj udaljenosti. Pri takvom poremećaju visine izobarnih ploha topliji zrak na visini počinje strujati prema hladnijem području (u smjeru strelice). To premještanje zraka uzrokuje pad tlaka nad toplijom podlogom, a porast tlaka nad hladnijom podlogom. Tako se uspostavlja zatvorena cirkulacija (tzv. *profilna cirkulacija*), kako je prikazano na profilu *c*. Nad toplom podlogom nastaje niski tlak, a nad hladnom visoki tlak. Tako nastaje advekcija topline čiji je konačni cilj izjednačenje temperature, odnosno poništenje temperaturnih razlika. Cirkulacija će postojati tako dugo dok postoje termički kontrasti.

Možemo lako zamisliti da se i desno od toplog područja nalazi hladna podloga nad kojom će nastati ista cirkulacija kao i na lijevoj strani, pa će i na desnoj strani biti visok tlak (dakle, V, N, V itd.), tj. u središtu je niski tlak, a s obje strane su područja visoka tlaka. Već od ovog profila možemo zamisliti i drugu situaciju. Lijevo od hladnog područja na profilu *c* možemo zamisliti toplu podlogu nad kojom se opet nalazi niski tlak. Tako bismo dobili dvije »karike« u profilnoj cirkulaciji (a možemo slično nastaviti i lijevo i desno) s dva osnovna elementa: cirkulacijom iznad tople podloge i cirkulacijom iznad hladne podloge.

Pomoću opisanih profila prikazana je najjednostavnija mogućnost (volumen zraka zagrijava se nad toplom podlogom), a raspodjela tlaka označena je samo pri tlu. U stvarnosti je ipak kompleksnije, jer je vrlo važno poznavati i raspodjelu tlaka na visini (sl. 123.), a zbog razloga koje ćemo kasnije upoznati, nad toplom podlogom ne mora biti samo niski tlak (sl. 123., *c*), kao što ni nad hladnom podlogom ne mora biti samo visoki tlak (sl. 123., *b*).

Počet ćemo s jednostavnijim primjerom. Stanje *c* na sl. 122. prikazano je shemom *c* na sl. 123. Iznad tople podloge u toplom zraku pri tlu nastaje niski, a na visini visoki tlak.

Zatim, lijeva polovica profila *c* na sl. 122. prikazana je shemom *b* na sl. 123. Iznad hladne podloge u hladnom zraku pri tlu je visoki, a na velikoj je visini niski tlak. Takva je raspodjela tlaka u tzv. hladnim anticiklonama koje nastaju nad snježnim i ledenim prostranstvima (npr. sibirska anticiklona), ali je njih moguće identificirati samo na prizemnim kartama, jer je iznad njih niski tlak. Visoki tlak postoji samo u tankom sloju, malo debljemu od 2,5 km.

U trećem primjeru, *a* na sl. 123. u hladnom zraku iznad hladne podloge pri tlu nastaje niski tlak, a opada s porastom visine, gdje je također niski tlak.

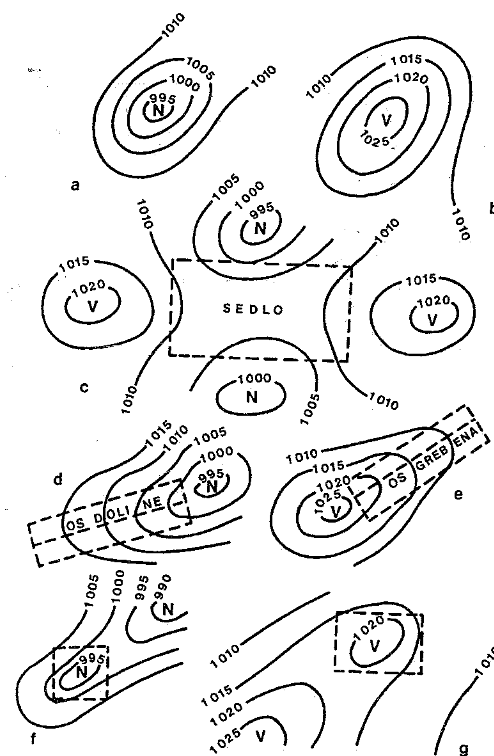
I konačno, četvrta mogućnost, *d* na sl. 123. Iznad tople podloge u toplom zraku visoki je tlak pri tlu i u visini. Takva je raspodjela tlaka u suptropskim anticiklonama ili u »toplim anticiklonama«. Visoki se tlak odmah opaža i na prizemnoj i na visinskoj karti.

Taj prikaz ne bi bio potpun ako ne bismo upozorili na jednu važnu činjenicu, a ta je da smo u svim navedenim primjerima zamišljali da promjena stanja (temperature i tlaka) nastaje u volumenu zraka koji se već nalazi iznad promatrane podloge, tj. sve je zamišljeno statički. Prikazane su dvije mogućnosti: a) hladni zrak iznad hladne podloge (*a* i *b* na sl. 123. i b) topli zrak iznad tople podloge (*c* i *d*). U atmosferskim procesima imamo i advekciju toplog i hladnog zraka koja može izazvati novu situaciju: s periferije stalno pritječe zrak u središnje područje, a budući da se njegovo energetsko stanje sporo mijenja, imat ćemo dvije mogućnosti: a) Nad *toplu* podlogu može naglo prodrijeti *hladni* zrak (npr. zimi s hladnog kontinenta na toplo more) i b) na *hladnu* podlogu može naglo prodrijeti *topli* zrak (zimi se topli maritimni zrak prelije preko hladnog kontinenta). U prvom primjeru, kad hladni zrak naglo prodre na toplu podlogu, naglo će se zagrijati i izdignuti hladni zrak koji se zagrijava, a u drugom primjeru, kad topli zrak naglo prodre na hladnu podlogu, neće postojati mogućnost za izdizanje zraka, neće biti konvekcije u velikim razmjerima, nego obratno, svi će se konvekcijski procesi »smiriti«.

Dva suprotna termička stanja – zagrijavanje ili hlađenje jednog volumena zraka do temperature više ili niže nego u susjednom prostoru – uzrokuju stvaranje različitih sistema visokog i niskog tlaka. Budući da je postanak tih sistema visoka i niskoga tlaka prouzročen razlikama u zagrijavanju, kaže se da su takvi sistemi *termičkog* postanka.

Kad se raspodjela tlaka promatra u planetarnim dimenzijama, vidi se da se ona ne može uvijek objasniti isključivo termičkim razlikama između raznih dijelova svijeta. Potrebno je uzeti u obzir opću cirkulaciju atmosfere, tj. promjene tlaka mogu biti *dinamičkog* postanka. Tako nastaju suptropske anticiklone.

1.4.1.4. **BARIČKI RELJEF.** Na nehomogenoj Zemlji izobare čine zatvorene, više-manje koncentrične sisteme. Prikaz raspodjele tlaka zraka pomoću izobara (i izohipsa na visinskim kartama) naziva se *baričkim reljefom*; »reljefom« zato što se izobarama, slično kao izohipsama na topografskim karta-



Sl. 124. Posebni oblici izobara u baričkom reljefu (izvor: B. Maksić, 1961.)

ma, može uočiti gdje su područja višeg ili nižeg tlaka, odnosno u kojem su smjeru nagnute izobarne plohe (sl. 124.)

a) Depresija[75], barometarski minimum, područje niskog tlaka, polje niskog tlaka (na sinoptičkim se i klimatološkim kartama označuje sa N) nastaje onda ako su zatvorene izobare (jedna ili više izobara) raspodijeljene više ili manje koncentrično tako da je tlak najniži u središtu, a raste prema periferiji. Kad se promatra sveukupnost atmosferskih procesa, onda je to ciklona[76].

b) Barometarski maksimum, područje visokog tlaka, polje visokog tlaka (na kartama se obilježuje sa V) nastaje onda ako su zatvorene izobare raspodijeljene tako da je najviši tlak u centru, a opada prema periferiji. Kada se promatra sveukupnost atmosferskih procesa onda je to anticiklona[77]. Kao i kod ciklone, karakteristična je koncentrična raspodjela izobara.

[75] lat. *depressio* - uleknuće
[76] grč. *kyklos* - krug
[77] grč. *anti* - protiv; *kyklos* - krug

c) Baričko sedlo je područje između dviju ciklona i dviju anticiklona. Od sedla prema anticiklonama tlak raste, a od sedla prema ciklonama tlak pada.

d) Barička je dolina područje niska tlaka s izduženim izobarama, pa postoji izrazita os doline. Barička dolina zapravo je dio ciklone čije su izobare izdužene u jednom smjeru.

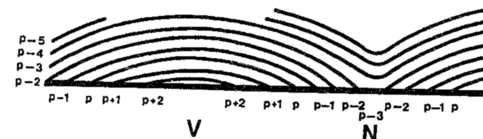
e) Barički greben ili klin visoka tlaka je područje visokog tlaka s izduženim izobarama u jednom smjeru, pa se lako može uočiti os grebena. Greben ili klin visokog tlaka zapravo je dio anticiklone čije su izobare izdužene u jednom smjeru, u smjeru osi grebena.

f) Sekundarna ciklona nastaje onda kad se u baričkoj dolini formiraju zatvorene izobare (ili barem jedna), pa se sekundarna ciklona odvoji od matične ciklone kao poseban barički sistem.

g) Sekundarna anticiklona nastaje kad se u baričkom grebenu formiraju zatvorene izobare (ili barem jedna zatvorena izobara), pa tako nastane posebna anticiklona.

Na sl. 124. prikazani su oblici baričkog reljefa na površini Zemlje. Potrebno je kazati nekoliko riječi i o raspodjeli tlaka u slobodnoj atmosferi, odnosno barički reljef treba često promatrati trodimenzionalno, a ne samo na površini Zemlje. Za tu svrhu najčešće je potrebno znati visinu na kojoj je tlak *isti*. Naime, na površini Zemlje u nekom većem području i temperatura i tlak zraka nisu isti: postoji horizontalni gradijent temperature i tlaka. Isto tako s porastom visine mijenja se (opada) tlak zraka, a u istom smjeru mijenja se (najčešće opada) i temperatura.

Nas posebno zanima kako se mijenja tlak zraka s porastom visine iznad podloge s različitom temperaturom; dakle, riječ je o tako velikim horizontalnim dimenzijama da se može obuhvatiti stupac zraka iznad kojega je pri tlu tlak visok (V), a pokraj njega je stupac zraka u kojemu je pri tlu tlak nizak (N) (sl. 125; tako smo zajedno, jedan do drugoga, uzeli profil *d* sa sl. 123. i profil *a* s iste slike. Očito je da to nije jedina moguća kombinacija). Vidi se da visina svake izobarne plohe ovisi o temperaturi; izobar-



Sl. 125. Izobarne plohe iznad (tople) anticiklone (V) i ciklone (N); vertikalno je mjerilo mnogo krupnije od horizontalnog (K. M. Benua; izvor: A. Pavišić i B. Makjanić, 1947.)

na je ploha na većoj visini u stupcu toplog zraka (pri tlu je V), a na nižoj visini u stupcu hladnog zraka (N).

Ako pratimo neku izobarnu plohu, npr. plohu s tlakom p-4, vidi se da svaka izobarna ploha nije paralelna sa Zemljinom površinom, nego ima svoj reljef, pri čemu viši dijelovi plohe odgovaraju većem tlaku pri tlu (V), a niži su dijelovi te iste izobarne plohe u području gdje je tlak pri tlu nizak (N). Izobarna ploha kao da ima (vrlo zaobljena) »brda« i (vrlo plitke) »doline«. Treba neprestano imati na umu činjenicu da su visinske razlike između »brda« i »dolina« vrlo malene, neusporedivo manje nego na reljefu na Zemljinoj površini, tj. »reljef« je u atmosferi blag, pa se visina na kojoj se nalazi neka izobarna ploha izražava u geopotencijalnim metrima da bi se dobila slika o kojemu je redu veličine riječ. Tako, npr., srednja visina izobarne plohe od 850 hPa iznosi oko 1 500 m, izobarne plohe od 700 hPa oko 3 000 m, plohe od 500 hPa oko 5 500 m i plohe od 100 hPa oko 16 000 m.

Kad već postoji reljef neke izobarne plohe, on se može prikazati na geografskoj karti pomoću *izohipsa*[78], krivulja koje spajaju mjesta neke izobarne plohe s istom nadmorskom visinom. Pri takvu promatranju zanima nas na kojoj se visini nalazi neka izobarna ploha nad različitim točkama na Zemljinoj površini. Tako se karta na kojoj se izohipsama prikazuje reljef neke izobarne plohe naziva topografijom izobarne plohe ili, još preciznije, apsolutnom topografijom izobarne plohe (skraćeno AT). Njome su prikazane izohipse izobarne plohe (u metrima ili dekametrima) od određenog broja hektopaskala. Budući da se može promatrati bilo koji tlak, postoji apsolutna topografija plohe od bilo koliko hektopaskala, ali se najčešće uzima apsolutna topografija izobarne plohe od 100, 500, 700, 850 i 1 000 hPa (ili AT 100 hPa, AT 500 hPa itd.). Uspoređenjem tih karata dobiva se trodimenzionalna slika raspodjele tlaka u atmosferi.

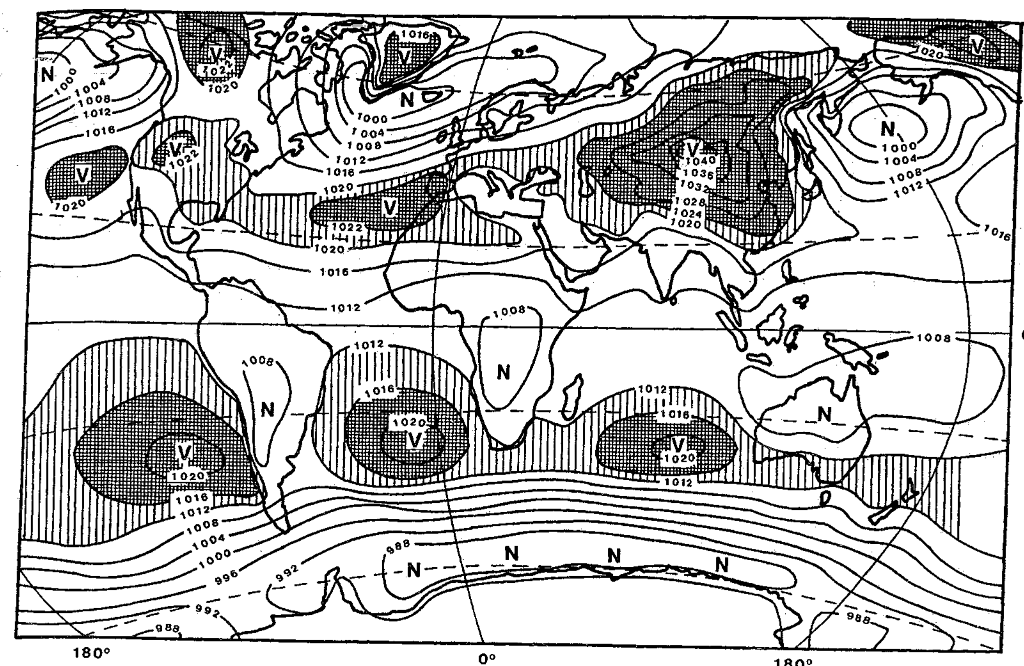
1.4.1.5. **GEOGRAFSKA RASPODJELA TLAKA ZRAKA NA ZEMLJI.** Na homogenoj Zemlji s homogenom atmosferom geografska raspodjela tlaka bila bi jednostavna: u niskim geografskim širinama ugrijani bi se zrak dizao i u visini se gibao prema polovima, a čitav bi ekvatorski pojas termički uvjetovanoga niskog tlaka privlačio zrak iz viših geografskih širina. Tako bi pri tlu na sjevernoj hemisferi neprestano puhao sjeverni vjetar, a na južnoj južni vjetar. Tako bi bilo da Zemlja ne rotira oko svoje osi. Zbog nehomogenosti površine Zemljine i njezine rotacije prostorna raspodjela tlaka zraka mnogo je kompleksnija. Pod nehomogenošću treba prije svega misliti na nejednaku raspodjelu kopna i mora, jer se diferenciranim zagrijavanjem i hlađenjem u ljetnom i zimskom dijelu godine nad kopnom razvija polje tlaka koje je čak i suprotno onome kakvo bi trebalo biti da je Zemlja homogena. Ipak, da bismo lakše došli do kompleksne raspodjele tlaka zraka na Zemlji, onakve kakva ona u stvarnosti jest, prikazat ćemo shematsku raspodjelu tlaka na fiktivnoj, homogenoj Zemlji (bez kopna) koja rotira.

Neposredno uz geografski ekvator bio bi *ekvatorski pojas niskog tlaka.* On se poklapa s pojasom stalno jake globalne radijacije i visoke temperature, pa se uzima da je sniženi tlak u biti termičkog postanka. Sjeverno i južno od njega na oko 30° N i 30° S bila bi dva *suptropska pojasa visokog tlaka,* ključni elementi planetarne atmosferske cirkulacije čiji mehanizam postanka nije posve jasan. Čini se da su dinamičkog postanka. Sjeverno i južno od suptropskih pojasa visokog tlaka tlak zraka postupno opada, pa se na širinama sjeverne i južne polarnice nalaze *subpolarna područja* (ili pojasi) *niskog tlaka.* Dalje prema polovima tlak raste pa se – usprkos nedostatku podataka – smatra da bi se u polarnim područjima trebala nalaziti relativno plitka termički uvjetovana (težak, hladan zrak) *polarna područja visokog tlaka.*

Kad bismo dalje nastavili analizirati shematsku raspodjelu tlaka, lako bismo zaključili da u općem pružanju izobara postoji zonalnost, tj. preteže opći smjer pružanja izobara od zapada prema istoku. Iz toga se može zaključiti da će se na stvarnoj Zemlji, pri realnoj raspodjeli kopna i mora, izobare pružati zonalno na golemim oceanskim područjima daleko od kontinenata. Iz utjecaja raspodjele kopna i mora proizlazi još jedna važna činjenica, a ta je da su pojasi tlaka, ako se izmjenjuju kontinenti i oceani (npr. Pacifik – Sjeverna Amerika – Atlantik – Euroazija – Pacifik), razbijeni u tzv. stanice, više ili manje izoliranih, izduženih, eliptičnih centara visokog tlaka zraka, ili sniženog tlaka između njih. Zato je za veći dio Zemlje karakteristična stanična raspodjela tlaka. Tako je samo u statističkom prosjeku.

Smjenom ljeta i zime stanice niskog i visokog tlaka slabe ili jačaju (stanice visokog tlaka stvaraju se zimi nad kontinentima, a ljeti nestaju, pa nad njima nastaju prostrana područja niskog tlaka; suptropske stanice visoka tlaka jačaju ljeti, osobito nad oceanima, a slabe zimi itd.). Važna je činjenica da oni sistemi tlaka koji postoje cijelu godinu migriraju zajedno s prividnim gibanjem sunca; ljeti »sele« na ljetnu hemisferu, a zimi se povlače prema ekvatoru.

[78] grč. *isos* - jednak; *hypsos* - visina



Sl. 126. Srednja siječanjska raspodjela tlaka zraka reducirana na morsku razinu (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva, 1964.)

Srednja mjesečna raspodjela tlaka zraka razlikovat će se od prije opisane sheme najviše zato što je kod srednjeg stanja izražena raznolikost, nepravilnost geografske raspodjele kopna i mora. Već iz shematskog prikaza raspodjele tlaka, a još više iz srednje mjesečne raspodjele tlaka u ekstremnim mjesecima, vidjet ćemo da na kartama srednjeg tlaka u svim mjesecima (ali nas najviše zanima siječanj i srpanj) postoje tzv. *akcijski*[79] *centri*[80]. To su velika područja visoka i niskog tlaka u više ili manje točno određenim geografskim područjima. Sve akcijske centre možemo podijeliti u dvije skupine:

a) *permanentni*[81] *akcijski centri* (ili područja stalnog tlaka). To su akcijski centri koje možemo vidjeti na kartama srednjeg tlaka zraka u svim mjesecima, tj. oni postoje ljeti i zimi, cijele godine. U permanentne akcijske centre ubrajaju se: 1. ekvatorski pojas niskog tlaka; 2. suptropske anticiklone, koje nastaju raspadanjem suptropskog pojasa visokog tlaka na anticiklonske stanice, a osobito su jako razvijene nad oceanima; 3. područja niskog tlaka u subpolarnom pojasu na sjevernoj hemisferi i kontinuirani pojas niskog tlaka oko Antarktika i 4. područja visokog tlaka iznad Arktika i Antarktika;

b) *sezonski*[82] *akcijski centri* (ili sezonska područja tlaka) područja su visokog ili niskog tlaka iznad kontinenata koji postoje samo u jednom dijelu godine, a u drugom je dijelu godine suprotna raspodjela tlaka. Dakle, termičkog su postanka. Tako nad kontinentima zimi nastaje polje visokog tlaka, a ljeti niskog tlaka.

Najbolje je analizirati raspodjelu tlaka u ekstremnim, najtipičnijim primjerima, u siječnju i srpnju, imajući neprestano na umu činjenicu da su na obje hemisfere suprotna godišnja doba.

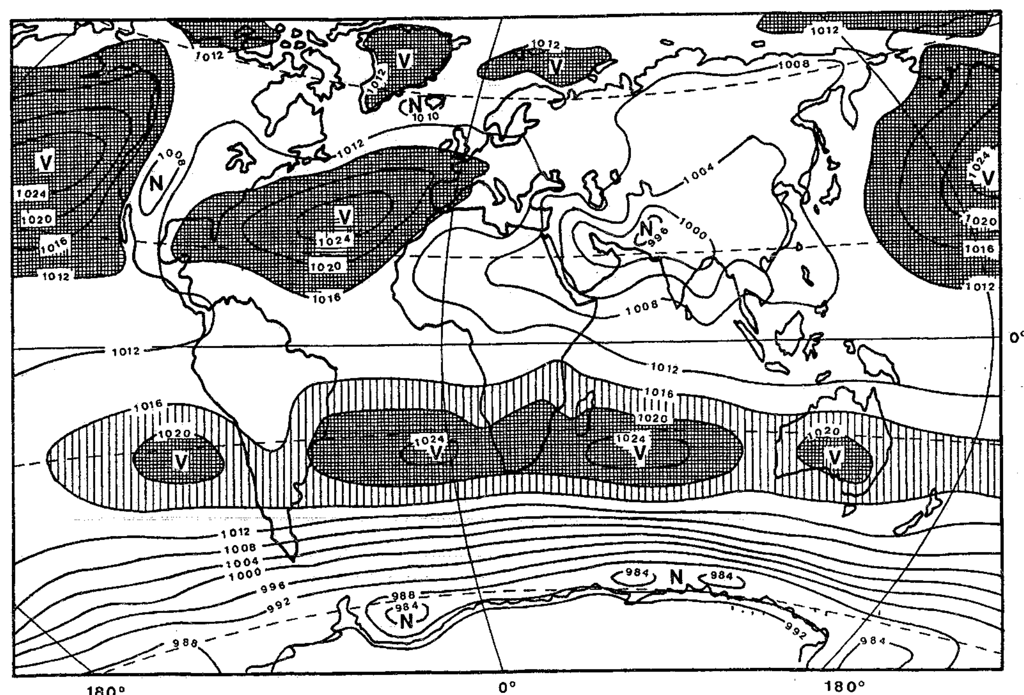
U *siječnju* (sl. 126.) u cijelom ekvatorskom pojasu razvijen je ekvatorski pojas niskog tlaka, permanentni akcijski centar, koji se spaja s termički uvjetovanim područjima niskog tlaka u sjevernoj Australiji, južnoj Africi i srednjem dijelu Južne Amerike. To je posljedica ljetnog zagrijavanja tih pretežno suhih dijelova južnih kontinenata. Nazivaju ih australskim, južnoafričkim i južnoameričkim minimumom, i oni razbijaju suptropski pojas visokog tlaka na tri izrazite stanice visoka tlaka, na tri

[79] lat. *actio* – djelovanje, obavljanje
[80] lat. *centralis* – središnji
[81] lat. *permanens* – trajan, koji traje
[82] franc. *saison* – doba, godišnje doba

permanentna akcijska centra nad oceanima. U južnom dijelu Indijskog oceana je mauricijski maksimum, mauricijska anticiklona, južnoindijski maksimum (ili anticiklona), a cijeli Atlantik između južne Afrike i Južne Amerike zahvaća južnoatlantski maksimum (ili anticiklona) ili anticiklona Sv. Jelene. Još izrazitiji maksimum razvija se u južnom dijelu Tihog oceana, južnopacifički maksimum ili južnopacifička anticiklona.

Nad oceanima sjeverne hemisfere održale su se stanice suptropskoga visokog tlaka, iako oslabljenoga; to su permanentni akcijski centri. Nad srednjim Atlantikom to je smanjen i oslabljen azorski maksimum, a nad Pacifikom je sjevernopacifički maksimum. Mnogo izrazitiji sezonski centri visokog tlaka nalaze se nad kontinentima. U Aziji i istočnoj Europi locirana je sibirska anticiklona, sibirski maksimum, azijska anticiklona, azijski maksimum, centralnoazijska anticiklona (ili maksimum), a znatni dijelovi Sjeverne Amerike nalaze se pod utjecajem kanadskog maksimuma ili kanadske anticiklone i sekundarnog maksimuma u području Velikog bazena. Dalje prema jugu na južnoj hemisferi prelazi se u širok pojas stalno niskog tlaka oko Antarktika (antarktički pojas niskog tlaka). Na sjevernoj hemisferi je drukčije. Između hladnih maksimuma nad kontinentima (sibirski i kanadski) nalaze se dva područja vrlo niskog tlaka nad oceanima, koji idu u red permanentnih akcijskih centara. Nad sjevernim Atlantikom razvijen je islandski minimum, ili islandska ciklona, ili sjevernoatlantski minimum, a nad sjevernim Pacifikom je aleutski minimum ili aleutska ciklona. Veliku važnost za vremenska stanja u našim krajevima, i uopće u južnoj Europi, pretežno u hladnom dijelu godine ima mediteranski minimum ili mediteranska ciklona. Postojanje kopnenih masa Euroazije i Sjeverne Amerike uzrok je razbijanja subpolarnog pojasa niskog tlaka zimi na dvije stanice (islandski i aleutski minimum), jer se nad njima (nad kontinentima) razviju hladne anticiklone kao dva bloka među njima. U još višim geografskim širinama na obje hemisfere i u Arktiku (arktički maksimum ili arktička anticiklona) i na Antarktiku (antarktički maksimum ili antarktička anticiklona) preteže visoki tlak.

U *srpnju* (sl. 127.) na jednom dijelu Zemlje teče suprotan razvoj zbog promjene godišnjih doba. Kao i u siječnju, u ekvatorskom pojasu preteže polje niskog tlaka (ekvatorski pojas niskog tlaka). Prema jugu i sjeveru tlak raste, ali s različitim intenzitetom. Na južnoj hemisferi široka područja visokog tlaka u suptropskim širinama svih triju oceana u biti se ne

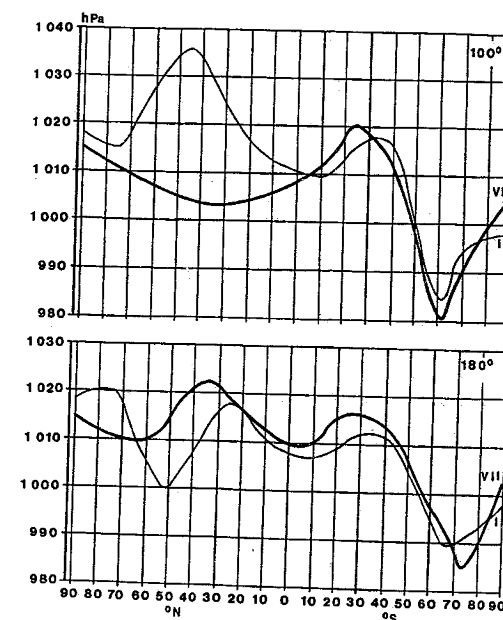


Sl. 127. Srednja srpanjska raspodjela tlaka zraka reduciranoga na morsku razinu (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva, 1964.)

razlikuju od stanja u siječnju. Očito je da kontinenti na južnoj hemisferi nisu dovoljno veliki i ne prodiru dovoljno na jug da bi se nad njima razvile hladne anticiklone, kao što se to događa zimi na sjevernoj hemisferi. (Ipak, neki govore o australskom, južnoafričkom i južnoameričkom maksimumu; najrazvijeniji je australski maksimum.) Kao i zimi, postojanje velikih kopnenih masa na sjevernoj hemisferi bitno poremeti raspodjelu tlaka. U srednjem dijelu Atlantskog oceana jako se proširi i ojača azorski maksimum ili azorska anticiklona ili sjevernoatlantski maksimum (ili anticiklona), a u Tihom oceanu sjevernopacifički maksimum (ili anticiklona) ili havajska, odnosno honolulska anticiklona. Ti permanentni akcijski centri ne mogu se spojiti u jedinstven pojas visokog tlaka jer se između njih na vrlo zagrijanim kopnenim masama Afrike, Euroazije i Sjeverne Amerike razvijaju prostrana područja niskog tlaka sa centrima u zapadnom dijelu Sjedinjenih Država i sjevernome Meksiku (sjevernoamerički minimum), odnosno u zoni Sahare do sjeverne Indije (južnoazijski minimum), a polje niskog tlaka nad vrlo zagrijanom Saharom neki nazivaju saharskom ciklonom, depresijom ili minimumom. Taj pad tlaka nad kontinentima termičkog je postanka. Dalje prema polovima tlak zraka nad oceanima postupno opada. Na južnoj hemisferi nema bitne promjene u odnosu prema stanju u siječnju; jasno se vidi zonalna raspodjela niskog tlaka u širokom pojasu oko Antarktika. Na sjevernoj hemisferi situacija nad oceanima je sljedeća. Aleutski minimum posve nestaje, a islandski je nešto oslabljen, ali i dalje postoji. Očuvanje islandskog minimuma i ljeti mora se pripisati utjecaju Grenlandskoga ledenog pokrova, koji je i usred ljeta izvor hladnog zraka. U polarnim područjima opet se opaža manji porast tlaka.

Još jednom treba upozoriti da su to samo prosječna stanja dobivena iz višegodišnjih podataka. Velika se područja visokog tlaka najčešće sastoje od nekoliko posebnih, izdvojenih anticiklonskih stanica s nižim tlakom između njih, a u područjima niskog tlaka u višim geografskim širinama najčešće nailazimo na obitelji ciklona i na anticiklone između njih. To znači da se u području prosječno niskog tlaka povremeno može razviti anticiklonsko polje velikih dimenzija. Važno je kojom se čestinom pojavljuje polje tlaka suprotno prosjeku. Ta smjena polja visokog i niskog tlaka najčešća je u širokim obalnim područjima.

1.4.1.5.1. SREDNJA RASPODJELA TLAKA U MERIDIJANSKOM PRESJEKU. Opisanu raspodjelu tlaka zraka na Zemlji još ćemo lakše shvatiti ako je prikažemo (sl. 128.) duž meridijana koji prelaze preko kontinenata (100° E) i oceana (180°).



Sl. 128. Raspodjela tlaka zraka na 100° E i na 180° (A. Filipčić, 1991.)

Razlike između kontinentskih i oceanskih profila izrazite su na sjevernoj hemisferi. Na svim profilima mogu se vidjeti i permanentni i jaki sezonski akcijski centri. To je područje niskog tlaka nad Azijom ljeti, odnosno visokog tlaka zimi. Očito je pomicanje zona tlaka u siječnju prema jugu, a u srpnju prema sjeveru. Sezonske promjene tlaka na južnoj hemisferi neznatne su (oceani!). U srpnju na sjevernoj hemisferi znatno zagrijavanje kontinenta onemogućuje razvoj pojasa visoka tlaka. Tlak je čak niži nego u ekvatorskom pojasu (termički utjecaj Azije). Polje visoka tlaka koje ljeti nastaje nad sjevernim Tihim oceanom zimi je nešto slabije izraženo. Sezonski centri visokog tlaka nad kontinentom zimi jači su od permanentnih akcijskih centara nad oceanom ljeti. Zato havajski maksimum u srpnju nije razvijen kao azijski maksimum u siječnju. U siječnju na sjevernoj hemisferi duž 180° tlak u polarnim širinama od oko 75° N pada prema polu zbog utjecaja islandskog minimuma.

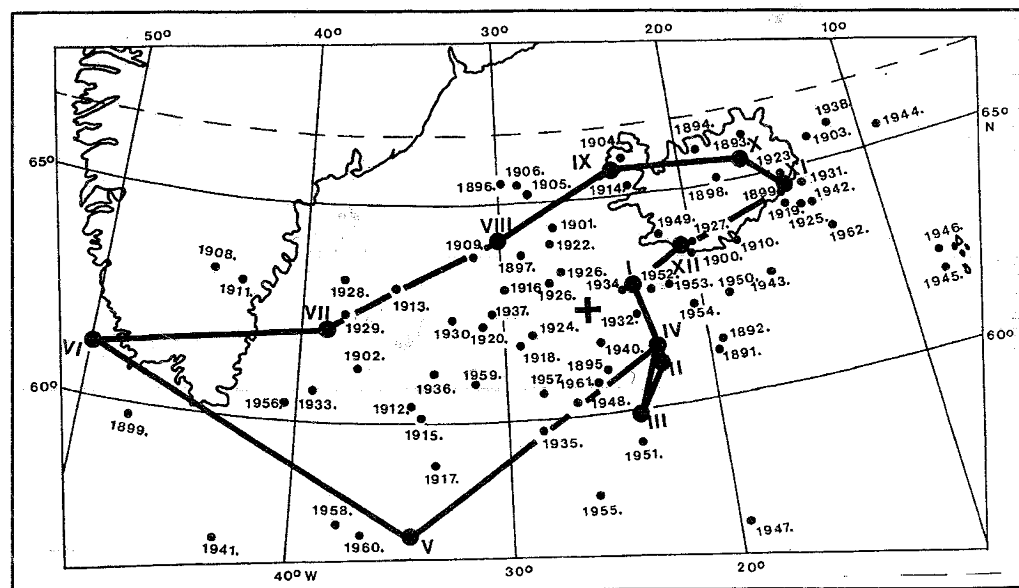
1.4.1.5.2. AKCIJSKI CENTRI KAO DINAMIČKI SISTEMI. U prethodnom prikazu shvatili smo akcijske centre kao više-manje statističke sisteme. U stvarnosti nije tako. Sada ćemo učiniti korak dalje. Promotrit ćemo neke akcijske centre kao dinamičke sisteme, promotrit ćemo njihova svojstva i

geografsku lokaciju u pojedinim godinama i u tijeku godine, i tako ćemo se mnogo više približiti stvarnom stanju, stvarnoj raspodjeli tlaka. Ipak, akcijske ćemo centre još promatrati kao cjelovite sisteme, kako bismo rekli, »bez finije strukture«, dakle kao fiktivna tijela, kao statističke tvorevine koje postoje samo na klimatskim kartama, a na sinoptičkim ih kartama nema.

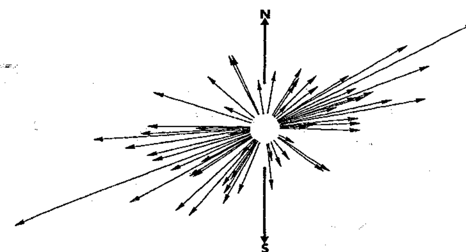
Počet ćemo s *islandskim minimumom*, permanentnim akcijskim centrom koji je važan za vrijeme u Hrvatskoj (sl. 129.). Za njega je značajno da se održi cijele godine. R. V. Abramov (1966.) analizirao je lokaciju njegova srednjeg položaja u razdoblju od 1891. do 1962. god. (72 godine). Osnova za analizu bile su karte srednje mjesečne raspodjele tlaka zraka u području islandskog minimuma, pa su određene koordinate položaja njegova centra u svakome mjesecu. U zimskoj polovici godine (X. – III. mjesec) centar je uglavnom nad sjevernim Atlantikom, jasno je definiran s nekoliko zatvorenih izobara; prosječan tlak u centru je 995 hPa. U ljetnoj polovici godine (IV.–X. mjesec) islandski se minimum popunjava; na kartama srednjega mjesečnog tlaka najčešće ga zatvara samo jedna izobara (1 010 hPa), a zna se pomaknuti daleko na zapad ili istok, ali se ipak ne spoji s poljem niska tlaka nad sjevernom Azijom i Sjevernom Amerikom.

U razdoblju od 1891. do 1962. god. analizirane su 864 karte srednjega mjesečnog tlaka; samo u 55 primjera (6,4%) nije bilo moguće identificirati islandski miminum. To se dogodilo samo u ljetnim mjesecima. Ipak, i u srpnju, mjesecu kad islandski minimum najčešće može iščeznuti, u 66% slučajeva moglo se identificirati njegovo postojanje. Prema tome, islandski minimum je doista permanentni akcijski centar, koji je u 72-godišnjem razdoblju od 1891. do 1962. god. u prosjeku bio lociran na 62,6° N i 26° W (označeno križićem na sl. 129.) Vidi se da je spomenuta srednja lokacija centra islandskog minimuma samo statistički prosjek. Svake se godine srednji godišnji centar islandskog minimuma nalazio na nekome drugome mjestu. U promatranu razdoblju »skakao« je sjevernije ili južnije, istočnije ili zapadnije nego prethodne godine. U najvećem broju godina (62) srednji godišnji položaj centra islandskog minimuma bio je nad morem, dva puta je bio nad južnim Grenlandom, a osam puta nad Islandom.

Metodički bi bilo zgodno crtama međusobno povezati sukcesivno godine, ali je to teško prikazati u mjerilu u kakvu je nacrtana sl. 129.; dobilo bi se nečitljivo, nerazmrsivo »klupko«. Zato je autor primijenio drugu metodu (sl. 130.); godišnje migracije centra islandskog minimuma prikazane su u polarnom koordinatnom sustavu, a »skakanje« njegova centra izraženo je u kilometrima. (Najveća promjena bila je 1938.–1939. god., kad je udaljenost između srednjih godišnjih položaja centra islandskog minimuma iznosila 1 950 km.) Vidi se da dominira zonalna komponenta, tj. izrazitije je »skakanje« srednjega godišnjeg centra islandskog minimuma prema istoku i zapadu nego prema sjeveru ili jugu, ili, još preciznije; u migraciji srednjega godišnjeg položaja centra islandskog minimuma preteže komponenta ENE–WSW.



Sl. 129. Srednja godišnja i srednja mjesečna lokacija islandskog minimuma 1891.–1962. god. (R. V. Abramov, 1966.)

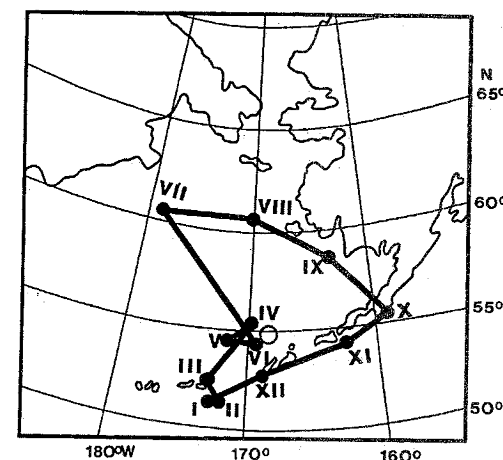


Sl. 130. Vektori godišnjeg migriranja centra islandskog minimuma 1891.–1962. god. (R. V. Abramov, 1966.)

Zanimljivi su podaci dobiveni i analizom srednjeg položaja centra islandskog minimuma u mjesecima (rimski brojevi na sl. 129.). I tu se opaža određena pravilnost. U hladnim mjesecima srednji položaj islandskog minimuma pomiče se u niže geografske širine, a u toplijim mjesecima u više geografske širine. Osim meridionalne migracije, centar se pomiče od studenoga do lipnja prema zapadu, a od lipnja do studenoga prema istoku. Centar se, dakle, u tijeku godine giba u smjeru kazaljke na satu.

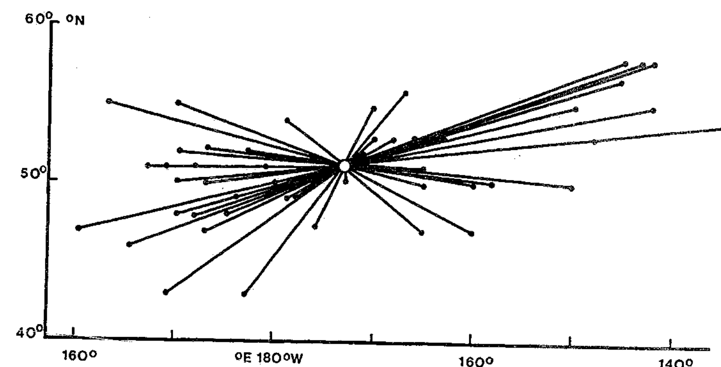
Situacija je mnogo složenija kad se prati gibanje srednjega mjesečnog centra islandskog minimuma u sukcesivnim mjesecima svake godine, te iz godine u godinu. Takvo bi gibanje bilo važno za prognostičku službu, a manje za otkrivanje dugoročnijega klimatskog značenja migracije centra islandskog minimuma (i svakoga drugog akcijskog centra).

Drugi važan permanentni akcijski centar na sjevernoj hemisferi je aleutski minimum. On je najizrazitiji zimi, a ljeti nerijetko posve iščezne. U tome se razlikuje od islandskog minimuma. Zimi *aleutski minimum* zajedno sa sibirskim maksimumom čini dvije najvažnije komponente zimske monsunske cirkulacije u umjerenim geografskim širinama istočne Azije i sjevernoga Pacifika. Lokacija aleutskog minimuma i njegova intenzivnost bitno utječe na prijenos topline zračnim i morskim strujama na sjevernom Pacifiku i rubnom području.



Sl. 131. Srednji godišnji (krug) i srednji mjesečni položaj centra aleutskog minimuma 1899.–1951. god. (I. V. Maksimov i V. P. Karklin, 1970. b)

Zahvaljujući blokirajućem utjecaju Sjevernoga ledenog mora i planina uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike, u području aleutskog minimuma postoji većinom pravilna, koncentrična raspodjela izobara. Međutim, značajno je da se u nekim godinama aleutski minimum sastoji od dvije stanice; jedna je nad Kamčatkom, a druga uz obalu Aljaske. Aleutski se minimum često pojavljuje i ljeti, ali nije tako izrazit kao zimi; u nekim se godinama održi, a u nekima



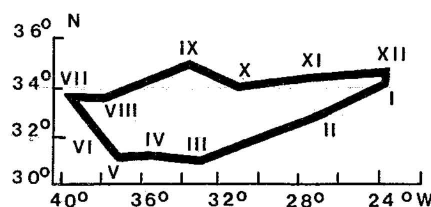
Sl. 132. Geografske koordinate centra aleutskog minimuma u 53 siječnja (1899.–1951.); crne točke označavaju srednji centar u svakom siječnju, bijeli kružić označuje srednji položaj centra aleutskog minimuma (I. V. Maksimov i V. P. Karklin, 1970. b)

posve nestane, ali se ipak uzima da je on permanentni akcijski centar. Tako je u 53-godišnjem periodu aleutski minimum identificiran u lipnju 28 puta, u srpnju 16 puta, a u kolovozu 35 puta. U 8 od 53 godine motrenja aleutski minimum održao se cijelu godinu. U razdoblju od 1899. do 1951. god. aleutski minimum identificiran je na kartama srednje raspodjele tlaka 550 puta, a srednje koordinate njegova centra bile su 54,8° N i 168,6° W.

Aleutski se minimum počinje formirati u prosjeku krajem kolovoza i definitivna je tvorevina u rujnu. Kao i kod svih drugih akcijskih centara, postoji više ili manje pravilan godišnji hod tlaka i godišnja migracija geografskih koordinata centra minimuma; tako je tlak najniži u veljači. Centar minimuma pomiče se ljeti na sjever, a zimi na jug (sve do 51° N). Srednji centar aleutskog minimuma migrira u tijeku godine i po geografskoj dužini. Najistočniji je položaj u listopadu, a najzapadniji u srpnju (sl. 131.); dakle, u tijeku godine centar aleutskog minimuma u prosjeku migrira 1 100 km po geografskoj širini i 1 200 km po geografskoj dužini. Razumije se da su migracije centra aleutskog minimuma iz godine u godinu najčešće istog reda veličine. Kao i kod islandskog minimuma, postoji velika varijacija u godišnjem hodu tlaka u pojedinoj godini, odnosno iz godine u godinu. Osobito su velike razlike između koordinata centra u jesen i zimi, kada one variraju između 1 780 km po geografskoj širini i čak 3 900 km po geografskoj dužini. To ima golemu važnost za cirkulaciju na sjevernom Pacifiku i na susjednim kontinentima.

Budući da je aleutski minimum najrazvijeniji zimi, najzgodnije je analizirati srednji položaj centra minimuma u svakome od 53 siječnja prema srednjem 53-godišnjem njegovu centru (sl. 132.). Odmah se vidi da postoji znatno rasipanje centara srednjeg tlaka zraka u svakom promatranom siječnju; to znači da iz godine u godinu postoji izrazito migriranje centra minimuma. Migriranje centra minimuma očito nije kaotično, jer se jasno nazire tendencija rasipanja točaka, odnosno lokacije centra minimuma u prosjeku od ENE prema WSW. Dakle, kao što smo već vidjeli, isto kao i kod islandskog minimuma.

Za vrijeme u našoj zemlji golemu važnost ima *azorski maksimum*, permanentni akcijski centar, jedan od suptropskih maksimuma. Njegove osobine analizirane su u razdoblju od 1899. do 1951. god., i to svaki mjesec posebno. Od zime prema ljetu (sl. 133.) srednji mjesečni centar maksimuma pomiče se od istoka prema zapadu u prosjeku za nešto manje od 20° po geografskoj dužini (23-40° W). Po geo-

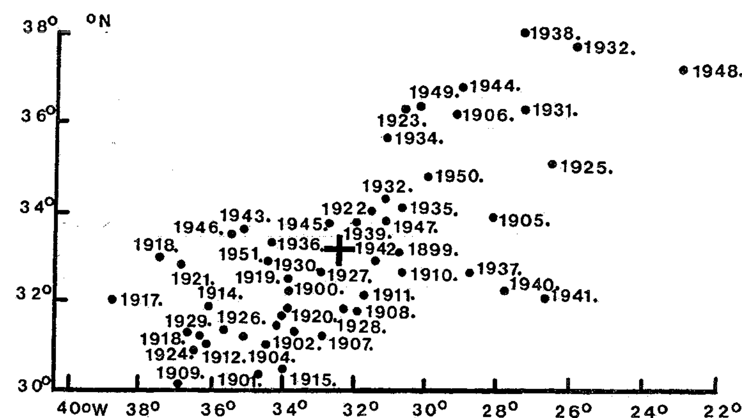


Sl. 133. Srednji mjesečni položaj centra azorskog maksimuma 1899.–1951. god. (I. V. Maksimov i V. P. Karklin, 1970.a)

grafskoj širini srednji mjesečni položaj centra azorskog maksimuma pomicao se u granicama od 31 do 35° N. Prema sl. 133. još je jasnije da postoji i godišnji hod u promjeni geografske širine, odnosno od ožujka, kad se centar maksimuma nalazi najjužnije, u sljedeća dva mjeseca ostaje na podjednakim širinama, a tek zatim, od svibnja, pomiče se u više geografske širine do ljetnog maksimuma u srpnju. U sljedećim se mjesecima geografska širina ne mijenja bitno, ali se može nazrijeti lagani trend općeg porasta geografske širine od srpnja do prosinca. Prosječno je najsjeverniji centar azorskog maksimuma u rujnu. Prosječno je najistočniji položaj centra maksimuma u prosincu i siječnju, a najzapadniji je u srpnju. Opet isti zaključak: srednji mjesečni centar azorskog maksimuma giba se u smjeru kazaljke na satu.

U godišnjem hodu tlaka u centru azorskog maksimuma postoji ljetni i zimski maksimum te proljetni i jesenski minimum; te su razlike tlaka malene; sezonske razlike iznose samo oko 2 hPa. To bi upućivalo na zaključak da se u području azorskog maksimuma mnogo više opaža sezonsko migriranje njegova centra i veličina područja pod njegovim utjecajem nego sezonska razlika u visini tlaka.

Praćenjem srednjega godišnjeg položaja azorskog maksimuma u sukcesivnim godinama (sl. 134.) odmah se može zaključiti da je promjena položaja centra maksimuma nepravilna; nije moguće predvidjeti kamo će »skočiti« centar u idućoj godini. Migracija srednjega godišnjeg centra u pojedinim godinama u promatranu razdoblju vrlo je značajna; često su to bili vrlo veliki skokovi. U cijelom su razdoblju krajnje koordinate bile 30–38° N i 22–38° W. Uočava se da se »kaotična« promjena koordinata azorskog maksimuma događala u prostoru orijentiranom od jugozapada prema sjeveroistoku s azimutom glavne osi 45–50°. Opet ista orijentacija koja je otkrivena i kod drugih akcijskih centara iznad oceana na sjevernoj hemisferi.



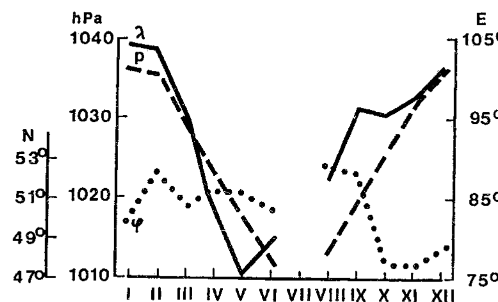
Sl. 134. Srednji položaj centra azorskog maksimuma između 1899. i 1951. god. (križ) i njegovi srednji godišnji položaji (I. V. Maksimov i V. P. Karklin, 1970. a)

Sibirski maksimum je golem sezonski akcijski centar; on je bitan barički sistem nad euroazijskim kontinentom u hladnom dijelu godine. Njegov greben pokadkad prodre sve do centralne Europe (ali, misli se na srednju raspodjelu tlaka). Centar maksimuma lako je odrediti i u jesen i zimi, a mnogo teže krajem proljeća i početkom ljeta, kad sibirski maksimum potpuno nestaje, te krajem ljeta i početkom jeseni kad se on ponovno počinje formirati. U 75-godišnjem razdoblju srednji centar sibirskog maksimuma bio je na 48,4° N i 94,7° E.

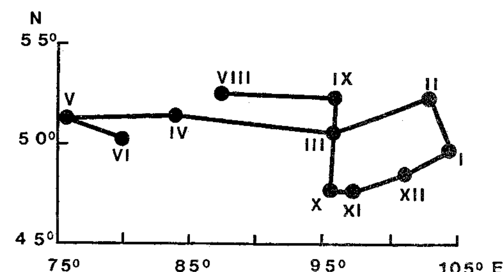
Na sl. 135. vidi se da je tlak najviši u prosincu, siječnju i veljači. U ožujku počne naglo padati, a potpuni nestanak sibirskog maksimuma treba očekivati krajem lipnja. U srpnju sibirski maksimum ne postoji. U 75-godišnjem nizu motrenja sibirski maksimum je u svibnju identificiran 52 puta, a u lipnju samo 16 puta. Njegovi se elementi već naziru u rujnu. Centar maksimuma u tijeku godine mnogo se više premješta u smjeru zapad–istok nego u smjeru sjever–jug. To upućuje na geografsku činjenicu da je euroazijski kontinent izdužen u istom smjeru. Srednja geografska dužina centra sibirskog maksimuma prilično se u tijeku godine pravilno mijenja. Zimi centar maksimuma zauzima najistočniji položaj, a u proljeće i početkom ljeta najzapadniji. U prosjeku centar maksimuma pomakne se u tijeku godine za 30° geografske dužine od svoga najzapadnijeg do najistočnijeg položaja.

Geografska širina centra sibirskog maksimuma promijeni se u prosjeku u tijeku godine samo za 5°, a osim toga, ne mijenja se tako pravilno kao geografska dužina položaja centra. Može se vidjeti da postoje dva maksimuma u godišnjem hodu promjene geografske širine centra maksimuma; najsjeverniji je u kolovozu, rujnu i veljači.

Centar sibirskog maksimuma nema uvijek iste koordinate, nego se njegov položaj u tijeku godine mijenja (sl. 136.). Od zime prema ljetu centar maksimuma premješta se od istoka prema zapadu, pa je njegov položaj najzapadniji u svibnju. Kad sibirski maksimum ponovno nastane u kolovozu, on se giba u suprotnom smjeru, od zapada prema istoku.



Sl. 135. Godišnji hod tlaka (p) u centru sibirskog maksimuma; hod geografske širine (φ) i geografske dužine (λ) u 75-godišnjem prosjeku 1891.–1965. god. (I. V. Maksimov i V. P. Karklin, 1969.)



Sl. 136. Srednji mjesečni položaj centra sibirskog maksimuma 1891.–1965. god. (I. V. Maksimov i V. P. Karklin, 1969.)

1.4.2. VJETAR

1.4.2.1. UTJECAJI NA HORIZONTALNO GIBANJE ZRAKA. Gibanje zraka u atmosferi naziva se *strujanjem*; horizontalna komponenta strujanja naziva se *vjetrom*. Vjetar je posljedica djelovanja više sila, koje ukratko treba razmotriti prije nego što se prijeđe na analizu posljedica njihova djelovanja. Te su sile: sila gradijenta tlaka; sila teža; devijacijska sila rotacije Zemlje ili Coriolisova sila i, konačno, trenje. Razlike u zagrijavanju neposredno uzrokuju razlike u tlaku. U klimatologiji se uzima kao da postoji samo horizontalna komponenta sile gradijenta tlaka (njezina vertikalna komponenta uglavnom ne ulazi u razmatranje). Dakle, vrlo je važan horizontalni gradijent tlaka (ili samo gradijent tlaka), odnosno (horizontalni) barički gradijent, tj. pad tlaka na jedinici horizontalne udaljenosti u smjeru najbržeg pada tlaka. Tlak će najbrže padati ako su izobare guste. Gradijent tlaka izražava se u hPa/100 km, a prije se češće izražavao u mm Hg/111 km. Horizontalne promjene tlaka prosječno su oko 10 000 puta manje od vertikalnih promjena, pa je barički reljef neusporedivo blaži od reljefa Zemljine površine; izuzetno jaki pad tlaka je rijetkost i kratko traje (tako je, npr., u centru tajfuna).

Kad horizontalni barički gradijent pokrene određenu čest zraka iz stanja mirovanja, ona se neće gibati točno u smjeru gradijenta tlaka, kako bismo u prvi mah očekivali. Ako se na geografsku kartu ucrtaju izobare, a na stanovitu se broju meteoroloških postaja ucrta smjer vjetra, odmah se opaža da vjetar ne puše direktno najkraćim putem iz područja višeg tlaka u polje nižeg tlaka, odnosno vjetar ne puše paralelno sa smjerom gradijenta tlaka, ne puše okomito na izobare, nego s njima zatvara određeni kut. Taj je kut veći nad kopnom nego nad morem, a smanjuje se s porastom geografske širine. Iz toga moramo zaključiti da barički gradijent nije jedina sila koja određuje smjer vjetra, odnosno osim nje moraju postojati još neke sile koje skreću vjetar. Te su sile trenje i Coriolisova sila.

Čim se čest zraka pokrene iz stanja mirovanja, između nje i podloge, a donekle i između raznih slojeva zraka, nastaje trenje koje djeluje suprotno smjeru vjetra; trenje »koči« vjetar. Čim zrak počne strujati, pojavljuje se i drugi važan efekt; on se giba između dviju točaka na Zemlji koja sama rotira (od zapada prema istoku!). Iz poznatog izraza za Coriolisovu silu C

$$C = 2\,\omega\, v \sin\varphi,$$

ω = kutna brzina rotacije Zemlje,
v = brzina gibanja zraka,
φ = geografska širina,

proizlazi da je C na ekvatoru 0, a raste s povećanjem geografske širine. Coriolisova sila je okomita na momentani smjer vjetra, a raste s povećanjem brzine vjetra. Posljedica djelovanja Coriolisove sile je činjenica da vjetar na sjevernoj hemisferi skreće *udesno*, a na južnoj hemisferi *ulijevo*. Potrebno je još prisjetiti se da se vjetar, koji puše paralelno s izobarama u homogenom polju tlaka, a rezultanta je uravnoteženja sile gradijenta tlaka i Coriolisove sile, naziva *geostrofičkim vjetrom*. On puše samo u atmosferi gdje se ne osjeća utjecaj trenja s podlogom, a tako je iznad 600 – 1 000 m, tj. iznad tzv. planetarnoga graničnog sloja. Razlika između geostrofičkog vjetra na dvije razine zove se *termički vjetar*.

1.4.2.2. MEHANIČKA SVOJSTVA VJETRA. Budući da zračne mase u kojima nastaje strujanje zraka imaju neusporedivo veće horizontalne nego vertikalne dimenzije, za vjetar se najčešće može uzeti da je njegova vertikalna komponenta gibanja vrlo malena. (Treba, dakle, razlikovati vertikalnu komponentu vjetra od konvekcije.) Zato se pod vjetrom obično misli na *horizontalno* gibanje zraka, na gibanje zraka paralelno sa Zemljinom površinom. U atmosferi uvijek postoji nekakvo strujanje; u svakoj točki vjetar ima određeni smjer i jačinu (brzinu). Prema tome, vjetar je definiran ako mu odredimo *brzinu* i *smjer*; vjetar se prikazuje vektorom. Brzina vjetra kontinuirano se mjeri pomoću anemometra[83], a brzina i smjer se istodobno bilježe na vrpci anemografa[84]; samo smjer prizemnog vjetra određuje se pomoću *vjetrulje*. U meteorološkoj se praksi jačina vjetra često određuje pomoću njegova vizualnog efekta, odnosno izražava se u boforima (prema Beaufortu):

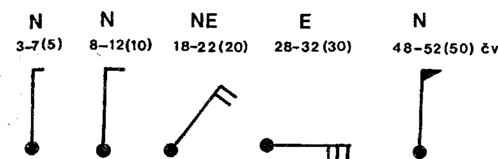
0 bofora je *tišina*, 0–0,2 m s^{-1},
1 bofor je *lahor*, 0,3–1,5 m s^{-1},
2 bofora je *povjetarac*, 1,6–3,3 m s^{-1},
3 bofora je *slabi vjetar*, 3,4–5,4 m s^{-1},
4 bofora je *umjereni vjetar*, 5,5–7,9 m s^{-1},
5 bofora je *umjereno jaki vjetar*, 8–10,7 m s^{-1},
6 bofora je *jaki vjetar*, 10,8–13,8 m s^{-1},
7 bofora je *žestoki vjetar*, 13,9–17,1 m s^{-1},
8 bofora je *olujni vjetar*, 17,2–20,7 m s^{-1},
9 bofora je *jaki olujni vjetar*, 20,8–24,4 m s^{-1},
10 bofora je *orkanski vjetar*, 24,5–28,4 m s^{-1},
11 bofora je *jaki orkanski vjetar*, 28,5–32,6 m s^{-1},
12 bofora je *orkan*, 32,7–36,9 m s^{-1}.

[83] grč. *anemos* – vjetar; *metron* – mjera
[84] grč. *anemos* – vjetar; *grafein* – pisati

Za uraganske vjetrove, 13–17 bofora (37–61,2 ms^{-1}) nema odgovarajućih naziva na našem jeziku.

Smjer vjetra (najčešće 8) određuje se po strani svijeta odakle puše (N, NE, E, SE, S, SW, W i NW), ili azimutom (N = 360°, E = 90°, S = 180°, W = 270° itd.). Vrlo je važna *čestina smjera vjetra*, koja se prikazuje *ružom vjetrova*, a da se omogući uspoređivanje različitih postaja, najzgodnije je čestinu smjera vjetra izraziti u postocima; tako se dobiva *relativna čestina smjera vjetra*.

Na pojednostavnjenim sinoptičkim kartama smjer i brzina vjetra prikazuju se na sljedeći način:



Strelica prikazuje smjer vjetra, a percima i plamencima (trokutićima) označuje se brzina vjetra.

Tekućine i plinovi zajednički se nazivaju fluidom. Između čestica fluida djeluju međumolekularne kohezijske sile; gibanjem fluida te se kohezijske sile moraju nadvladati. Otpor koji molekule pružaju promjeni svoga položaja naziva se unutarnjim trenjem ili *viskoznošću*[85]. Kvantitativno mjerilo unutarnjeg trenja naziva se koeficijentom viskoznosti fluida (on je veći za tekućine za koje se, kad se pretaču, dobiva dojam da su »ljepljive«, npr. glicerin, ulje itd., manji je za vodu, benzin itd., a vrlo malen za plinove). Koeficijent viskoznosti opada s porastom temperature jer termičko gibanje molekula smanjuje privlačne međumolekularne sile.

U meteorološkim je razmatranjima neusporedivo važnija druga vrsta unutrašnjeg trenja, tj. turbulentno trenje. Gibanje fluida u jednom određenom smjeru naziva se strujanjem; strujanje može biti *laminarno*[86] i *turbulentno*. Kod laminarnog se strujanja svi slojevi fluida gibaju paralelno, tj. čestice fluida gibaju se stazama koje se međusobno ne sijeku. Laminarno strujanje postoji onda kad se fluid giba sporo. Kad brzina strujanja fluida poraste, slojevi se ispremiješaju i laminarno strujanje prelazi u turbulentno. Turbulentno je strujanje nepravilno i vrtložno (tj. strujanje s vrtlozima); osim srednje brzine cijelog strujanja, svaka čest fluida ima još i dodatnu brzinu, koja može biti djelomično u smjeru glavnog strujanja, a djelomično poprečno na nj.

[85] lat. *viscositas* – ljepljivost, prionljivost
[86] lat. *lamina* – ploča

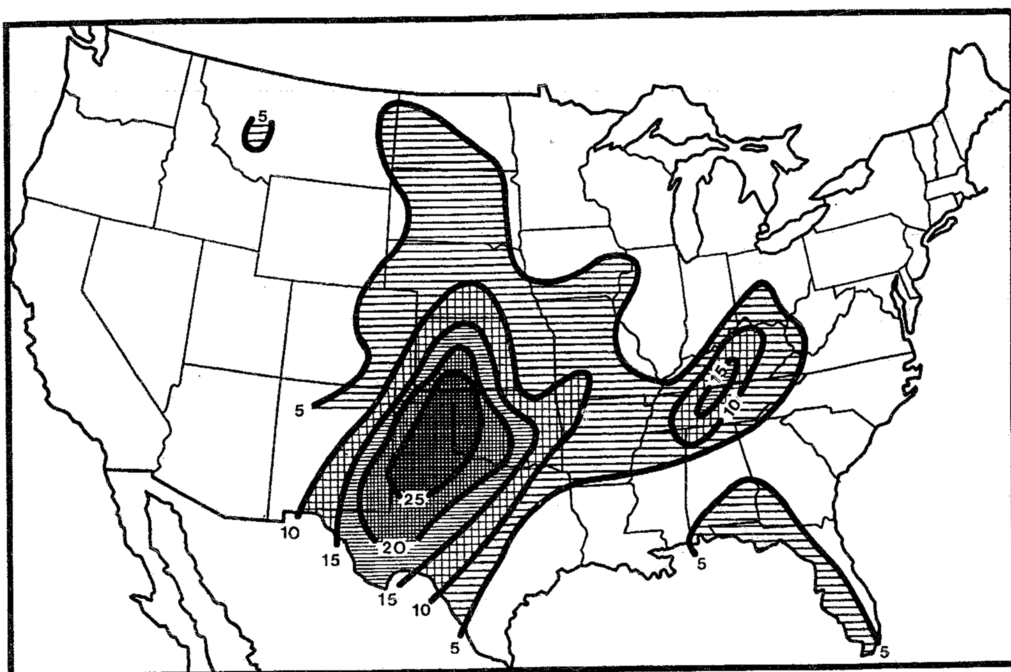
(Turbulentno strujanje možemo najzornije zamisliti ako se prisjetimo kako struji voda u rijeci koju promatramo s obale; osim neke srednje brzine vodene struje, u njoj se vide vrtlozi čija je brzina i smjer gibanja česti obično različita od srednje brzine struje, odnosno postoje dva gibanja istodobno; giba se cijela struja vode u rijeci, a posebno se još gibaju vrtlozi u njoj. Moramo imati na umu činjenicu da nije tako samo na površini vode, nego je takvo gibanje u cijelom profilu.)

Sada će biti potrebno definirati dva pojma s kojima se u klimatologiji često susrećemo kad promatramo vjetar ne u jednoj točki (jednoj meteorološkoj postaji), nego u nekom većem prostoru (nizu meteoroloških postaja). *Trajektorija*[87] je linija u prostoru koja spaja točke kroz koje je uzastopno prošao fluid (ili individualne česti zraka). Strelice vjetrova na klimatološkim kartama prikazuju smjer i brzinu vjetra samo u pojedinim točkama. Potpuniju sliku o strujanju zraka daju *strujnice*. Strujnica je krivulja čija je tangenta u bilo kojoj točki fluida paralelna sa smjerom gibanja fluida u toj točki. Ili još jednostavnije: strujnice su krivulje koje su u svakoj točki paralelne s lokalnim smjerom strujanja. Ako je promatrano razdoblje duže, onda se uzima srednji vektorski smjer vjetra. Ako se strujnice približavaju govori se o *konfluenciji*[88] (stjecanju), a ako se udaljuju, riječ je o *difluenciji*[89] (rastjecanju).

Zrak struji i iznad podloge koja je uvijek više ili manje hrapava (reljefni oblici, šuma, gradovi, valovi itd.). Tako nastaje *vanjsko trenje*, trenje između zraka i podloge. Uzajamnim i istodobnim djelovanjem unutarnjeg i (neusporedivo važnijeg) vanjskog trenja nastaje turbulentno gibanje zraka, koje precizније treba nazvati *mehaničkom turbulencijom* (tu turbulenciju treba lučiti od termičke). Tako u zraku nastaju vrtlozi različitog reda veličine. U vezi s turbulentnošću svima je poznato elementarno svojstvo vjetra, njegova *mahovitost*, tj. jačina i smjer vjetra neprestano se mijenjaju, pa se izmjenjuju *udari* (rafali ili refuli) vjetra s kratkotrajnim intervalima kad mu brzina naglo padne (*zastoji*), a i smjer se može bitno promijeniti. Turbulentno je gibanje kaotično, nepredvidivo.

Turbulentnost vjetra je tako važno svojstvo da se troposfera dijeli na dva sloja. Prvo je viši ili *planetarni granični sloj*, obično s vrlo jakom turbulentnošću, a zahvaća donji dio troposfere do visine 600 – 1 000 m (neki autori uzimaju i do 1 500 m, pa čak i

[87] novolat. *trajectoria* – put, putanja
[88] lat. *confluere* – stjecati se, slijevati se
[89] lat. *diffluere* – razlijevati se, gubiti se, proći



Sl. 137. Broj dana s prašnim olujama u travnju 1935. u SAD-u (izvor: D. H. Davis, 1957.)

2 500 m). Neposredno uz podlogu (*u prizemnom poremećenom sloju*) trenje između nje i zraka naglo raste, pa mehanička turbulencija naglo slabi u tankom sloju uz tlo (niže od 1 m). Iznad poremećenog sloja je slobodna atmosfera; u njoj ili postoje samo tragovi mehaničke turbulencije ili je uopće nema, osobito je nema na većim visinama.

Važno je uočiti jedan detalj, razliku između molekulske difuzije i mehaničke turbulencije. Molekulska difuzija je miješanje ili širenje u prostoru individualnih molekula, a mehaničkom turbulencijom se izmjenjuje zrak (i sve ono što je u tom zraku – vodena para, dim, prašina itd.) u mnogo većim dimenzijama i vremenski mnogo brže. Zato je mehanička turbulencija vrlo efikasan način izmjene mase, energije i svega što se nalazi u zraku, odnosno mehaničkom turbulencijom zrak se vrlo efikasno miješa. Zato se rasprostiranje plinova u atmosferi turbulencijom vjetra (ili, kraće, turbulentnom difuzijom) silno ubrzava npr. evaporacija, a ona je početna faza u hidrološkom ciklusu. Mehanička turbulencija bitno ubrzava odstranjivanje dima, prašine i plinova iz gradova, zatim rasprostiranje peluda, tj. o njoj ovisi oplođivanje biljaka, difuzija jezgara kondenzacije iz izvorišnog područja itd. Mehanička turbulencija omogućuje i miješanje toplijeg zraka iznad tla s hladnijim zrakom uz podlogu.

Količina zraka koji se u procesu turbulentne difuzije neko vrijeme giba kao cjelina zove se element turbulentnosti. Elementi turbulentnosti imaju dimenzije od dijela centimetra do više desetaka metara. Neke elemente turbulentnosti lako možemo primijetiti ako promatramo širenje dima iz tvorničkog i kućnog dimnjaka (pa čak i ispušnih plinova iz dizel-motora).

Stupanj mehaničke turbulentnosti vjetra ovisi o vertikalnoj raspodjeli temperature. Ako temperatura zraka brzo opada s porastom visine, turbulencija naglo jača.

Suprotno tome, ako temperatura s visinom raste (inverzija temperature), turbulencija slabi, tj. miješanje zraka je slabije, a preteže horizontalno miješanje. Osim inverzije, noću se smanjuju na minimum lokalne i regionalne razlike u zagrijavanju podloge jer nema insolacije, pa je to konačni uzrok slabljenja mehaničke i termičke turbulencije.

Ako postoji dnevni hod temperature, mora postojati i dnevni hod mehaničke turbulencije; dnevni hod je izrazitiji u sloju s najjačom turbulencijom, a opada s porastom visine. To znači da nije važna samo temperatura zraka na nekoj visini, nego i vertikalna raspodjela temperature. Ukratko, turbulencija vjetra raste u tijeku dana paralelno s porastom temperature, a čim temperatura počne padati, turbulencija slabi i smanjuje se na minimum ili potpuno nestaje. Ako vjetar nije uzrokovan procesima mnogo većih dimenzija, uspostavlja se poznati ritam: brzina vjetra i njegova mahovitost danju jačaju, a noću se smiruju.

Vjetar, kao posljedica gibanja fluida, odnosno zraka, ima kinetičku energiju E_{kin},

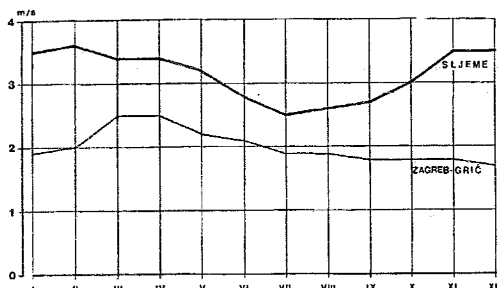
$$E_{kin} = \frac{\rho}{2}\,\overline{v}^2$$

ρ = gustoća zraka,
$\overline{v}$ = srednja brzina vjetra.

Kinetička energija vjetra raste s kvadratom njegove brzine, pa odatle proizlazi razornost vjetra pri velikim brzinama, odnosno njegova će deflacijska snaga bitno ovisiti o vrsti i gustoći vegetacije. Dakako, to je vrlo konkretan problem, pa ćemo prikazati kako vjetar može utjecati na eroziju tla. Vidjet ćemo kako je to izgledalo u Sjedinjenim Američkim Državama (sl. 137.). Travanj 1935. bio je izuzetno suh mjesec (kao što je i cijela 1935. u SAD bila sušna godina), pa su nastali vrlo povoljni uvjeti za djelovanje eolske erozije, osobito na prijelazu iz proljeća u ljeto. Osim klimatskih uvjeta, pojačanju eolske erozije (erozije vjetrom) pridonijela je i neracionalna eksploatacija tla, pretjerana ispaša na prerijama i preoravanje travnjaka u oranice u Velikim ravnicama. (Na vlažnijem su istoku prerije koje na aridnijem zapadu prelaze u stepu.) S dolaskom bijelih doseljenika iz šumovitih istočnih dijelova SAD-a i iz zapadne Europe bila je poremećena prirodna ravnoteža, jer je doseljenik u novom kraju uvijek nastojao razviti onaj tip ekonomije na koji se privikao u starom kraju. Ali, to su krajevi s velikom varijabilnošću padalina s jedne strane, te s vrlo intenzivnim kišama i jakim vjetrom s druge strane. Negativne posljedice nastale su kad se pretjeranom ispašom uništio travni pokrov ili se preoravanjem tlo izložilo eroziji (nestalo je trave koja povezuje čestice tla). Jednom uništeni travni pokrov teško se regenerira jer su prirodni uvjeti za to nepovoljni. Tako su bijeli kolonisti u tijeku samo jednog stoljeća poremetili prirodnu ravnotežu na golemim prostranstvima SAD-a. Osim silnog ubrzanja fluvijalne (riječne) i eolske erozije, čini se da su neke negativne posljedice nastale zbog poremećaja ravnoteže između pojedinih vrsta; tako su se, npr., pretjerano razmnožili skakavci, koji su još više otežali ionako tešku situaciju. Eolska je erozija imala katastrofalne razmjere zapadno od Mississippija, osobito zapadno od 100. meridijana, pa je taj dio nazvan »Dust Bowl«. God. 1934. »suhi blizardi« ili prašne oluje otpuhnule su milijune tona humusa u zapadnim suhim dijelovima SAD-a pa su opustjela golema poljoprivredna područja; ljudi se ne sjećaju veće prirodne katastrofe u tom dijelu SAD-a. U najugroženijem području bile su napuštene brojne farme, komunikacije, stočarski objekti itd. Najveće razmjere poprimila je eolska erozija neposredno prije Drugoga svjetskog rata, a poslije je počela organizirana, sistematska i kompleksna borba protiv nje.

1.4.2.3. **DNEVNI HOD BRZINE VJETRA.** Budući da postoji dnevni i godišnji hod temperature i tlaka, mora postojati više ili manje pravilan dnevni i godišnji hod brzine vjetra. Dnevni hod ili dnevna varijacija brzine vjetra je promjena brzine vjetra u tijeku dana (dan i noć). Svi se dnevni hodovi brzine vjetra mogu podijeliti u dva osnovna tipa – maritimni i kontinentski tip. Kod kontinentskog tipa maksimalna je brzina vjetra u podne, a minimum je noću; podudara se s dnevnom varijacijom temperature. Tako je do oko 100 m visine ljeti, a zimi i manje od 100 m. Iznad te visine dnevni hod brzine vjetra je obratan; maksimum je noću, a minimum danju. Maritimni tip dnevnoga hoda brzine vjetra je obrnut; vjetar je jači noću, a slabiji danju. Nad prostranim oceanima nema dnevnoga hoda brzine vjetra. Poseban tip dnevnoga hoda brzine pojavljuje se kod jakih vjetrova, a karakteristično je da ima dva maksimuma i dva minimuma brzine u 24 sata. (Tako bura u Senju najjače puše oko 10 i 22 h, a najslabije oko 4 i 16 h).

1.4.2.4. **GODIŠNJI HOD BRZINE VJETRA.** Obično je kompliciran jer istodobno može djelovati više parametara. Osim temperature važan je i godišnji hod tlaka. Na sl. 138. uzeli smo nama blizak primjer godišnjega hoda srednje jačine vjetra na Sljemenu i u Zagreb-Griču. Očito je da je godišnji hod srednje brzine vjetra izrazitiji na višem Sljemenu, koje je neposredno izloženo zračnim strujanjima na visini, nego nad nižim Zagrebom, koji se nalazi u podnožju Medvednice, a to znači da je često u zavjetrini. Srednja brzina vjetra u svim je mjesecima veća na Sljemenu nego u Zagrebu, pa se u tome jasno očituje zakonitost da jačina vjetra raste s porastom nadmorske visine. Budući da je Sljeme izravno izloženo vjetrovima, u godišnjem se hodu dobro može vidjeti periodičnost; hladni je dio godine vjetrovitiji od toplog dijela. Najvjetrovitija je veljača (3,6 m/s). Zagreb–Grič je u predgorju (prigorju) Medvednice, pa ga ona vrlo efikasno zaštićuje od vjetrova iz sjevernoga kvadranta. Planine ne utječu samo na jačinu vjetra; one mijenjaju i njegov smjer. I to treba poznavati da bi se odredio utjecaj planine

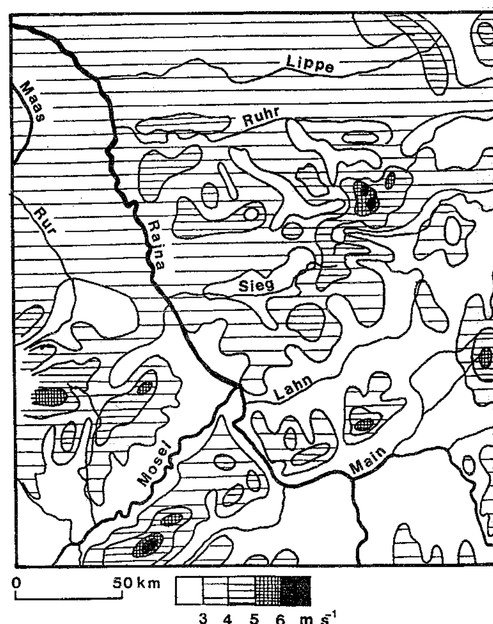


Sl. 138. Srednji godišnji hod brzine vjetra u Zagreb–Griču (157 m) i na Sljemenu (999 m); 1949.–1958. god. (B. Penzar, 1977. b)

na godišnji hod srednje brzine i smjera vjetra u njezinu podnožju. U planinskim krajevima nemalu važnost ima također dnevna cirkulacija zraka u vezi s dnevnim zagrijavanjem i hlađenjem padina i dolina. Sve je to važno i u navedenu primjeru. U Zagreb–Griču najjači je vjetar u ožujku i travnju (2,5 m/s) i zatim cijele godine pada do minimalnih vrijednosti u rujnu, listopadu, studenome (1,8 m/s), te do minimuma u prosincu (1,7 m/s). Dakle, u Zagreb–Griču u godišnjem hodu brzine vjetra ne primjećuje se pravilnost kakva je konstatirana na Sljemenu. To je posljedica položaja Zagreba; Panonska zavala zimi je ispunjena hladnim, stabilnim zrakom koji se teško pokreće, pa je zima pretežno tiha, bez vjetra. U prosjeku, najvjetrovitije je proljeće. Za život u planinskim krajevima važno je to što s nadmorskom visinom naglo raste broj dana s olujnim vjetrom (≥ 8 bofora). U Zagrebu godišnje ima prosječno 2,1 dan s olujnim vjetrom, a na Sljemenu 17,8 dana!

1.4.2.5. **VERTIKALNA RASPODJELA BRZINE VJETRA.** U navedenim primjerima analizirana je vertikalna raspodjela srednje brzine vjetra iznad jedne »točke«, iznad jednog mjesta. Utjecaj reljefa, odnosno nadmorske visine, na vertikalnu raspodjelu brzine vjetra dobit ćemo analiziramo li taj problem na nekom većem području. Na sl. 139. dan je primjer regionalno klimatskog prikaza utjecaja reljefa, odnosno nadmorske visine, na srednju brzinu vjetra u zapadnom dijelu Njemačke. Opadanje prosječne brzine vjetra prema jugu nije posljedica samo pravila da brzina vjetra i vjetrovitost uopće opada s povećanjem kontinentalnosti. Znatnu ulogu ima i reljefna izolacija doline Mosela, Maine, Lahna i drugih rijeka. Čitav nizinski dio uz Rajnu, Lippe i Maas vjetrovitiji je od spomenutih relativno dobro zaštićenih riječnih dolina, jer je taj otvoreni, ravni kraj pod neposrednim utjecajem vjetrova s Atlantskog oceana i Sjevernog mora. Lako se može otkriti zavjetrina iza svake planine. To osobito vrijedi za sjeveroistočni Eifel, koji zaštićuje dolinu Mosela. Sve planine i brda vjetrovitiji su od okolnih nižih krajeva. Ističu se kao vjetrovitiji »otoci« u relativno mirnijoj nižoj okolici. U krajevima gdje izrazito preteže jedan smjer vjetra dolazi do diferencijacije planinskih padina; jasno se razlikuje privjetrina s većom vjetrovitošću od zavjetrine s manjom vjetrovitošću.

Biljni pokrov i umjetne zapreke veoma utječu na brzinu vjetra u sloju zraka u njihovoj neposrednoj blizini. Te mehaničke zapreke povećavaju trenje između zraka i podloge, pa se zbog toga znatno povećava mehanička turbulencija. Taj utjecaj biljnog pokrova i umjetnih zapreka iskorišćuje se posredno jer se tako mijenja horizontalna raspodjela temperature (sjena iza zapreke), raspodjela snijega i kiša mogu se koncentrirati ondje gdje se želi (neposredno ispred i iza zapreke), i konačno time se utječe na evaporaciju, a to je i te kako važno u krajevima gdje je svaki milimetar padalina dragocjen. Pri promatranju utjecaja različitih zapreka dolaze u obzir dva parametra: visina i propusnost zapreke. Spomenute prednosti iskorišćuju se i na umjetan način izgradnjom zaštitnih šumskih pojasa, živica, drvoreda i sl. »Kočenje« vjetra ovisi o propustljivosti zapreke (tj. o gustoći sklopa, međusobnoj udaljenosti stabala,

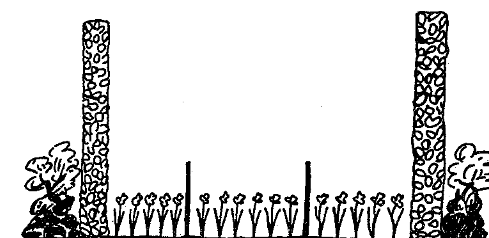


Sl. 139. Srednja godišnja brzina vjetra 1943. u dijelu Njemačke (M. Manig, 1952. b)

gustoći živice, godišnjem dobu, tj. je li lišće opalo ili nije itd.). Zrak se pred zaprekom mora više ili manje izdizati (što ovisi o propustljivosti i visini zapreke te o stabilnosti zraka koji struji), pa se tako smanjuje horizontalna brzina vjetra. Zaštitni je pojas efikasniji što je viši, a njegov sklop gušći. Da bi se postigao što bolji učinak, zaštitni se pojasi podižu u paralelnim nizovima, jedan do drugoga. Dakako, za gospodarstvo je važno na kojoj međusobnoj udaljenosti treba podizati zaštitne pojase da bi se postiglo opće smanjenje brzine vjetra. Zaštitni pojasi moraju biti toliko udaljeni da se utjecaj zavjetrinskoga ponovnog pojačanja vjetra poklopi s početkom njegova slabljenja na privjetrini zapreke. I tu je važna propusnost zapreke.

Nema sumnje da će živica i zidane zapreke biti najpotrebnije u vjetrovitim krajevima, ali tada one prije svega služe kao mehanička zaštita. Na sl. 140. prikazana je uloga živice i zaštitnog zida na parceli gdje se gaji cvijeće, specijalno narcise. Scilly su otoci koji se nalaze 45 km jugozapadno od Land's Enda, krajnjega jugozapadnog dijela Engleske. Ukupna površina otoka je malena, pa se pokazalo da je gajenje zimskog cvijeća najunosnija kultura (90% aktivnog stanovništva otočja bavi se proizvodnjom i trgovinom cvijeća), jer se zimi lako prodaje na gradskom tržištu kad nema jake konkurencije drugih proizvođača. Za to postoje optimalni prirodni uvjeti, pa se godišnje proizvodi oko 800 000 kg cvijeća. Klima je maritimna; srednja temperatura najhladnijeg mjeseca, veljače, je 7,2 °C, a srednja temperatura najtoplijih mjeseci, srpnja i kolovoza, iznosi 16,1 °C. Dakle, godišnja amplituda temperature iznosi samo 8,9 °C. Snijeg i mraz izuzetno se rijetko pojavljuju, a za gajenje cvijeća bitna je relativno visoka temperatura zimskih mjeseci. »Žetva« cvijeća traje od studenoga do travnja. Kiše ima dovoljno, prosječno godišnje oko 750 mm, sušnog perioda nema, pa usprkos stalnom vjetru nije potrebno zalijevati cvijeće. Da bi živice što efikasnije zaštićivale cvijeće, s južne su hemisfere donesene zimzelene vrste koje daju vrlo gustu živicu, a prilično se upotrebljava i tamaris. Izgrađeno je i zidova od granitnih blokova, a na samim se parcelama između redova cvijeća postavljaju prepreke slične plotu od dasaka, samo su niske (dvije crne crte između cvijeća na sl. 140.). Tako su živice i zaštitni zidovi bitan element agrarnog pejzaža.

Poznavajući utjecaj zapreka na brzinu vjetra, lako možemo shvatiti utjecaj šume na brzinu vjetra. Vjetar u šumi naglo slabi. Na visini od 3,5 m ima još samo 48% od brzine na otvorenu polju. Brzina vjetra između tla i krošanja iznosi prosječno samo 40% od brzine nad krošnjama.

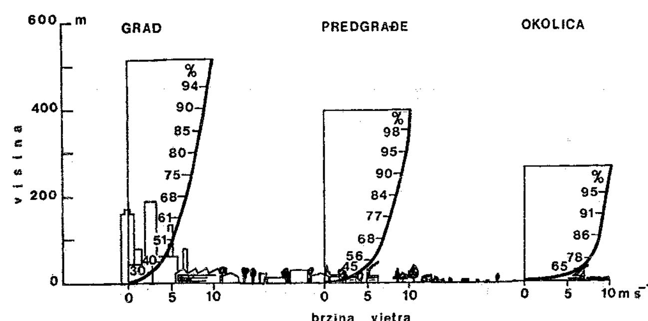


Sl. 140. Parcele s cvijećem na otocima Scilly moraju se zaštititi od stalnih atlantskih vjetrova visokim živicama i zidovima (E. Leuze, 1966.)

U prizemnom sloju do visine 15 cm zrak je gotovo potpuno miran. Vjetar s većom brzinom od 3–4 m s^{-1} djeluje nepovoljno na transpiraciju.

U svijetu je izgrađeno mnogo golemih gradova koji, po svojoj prirodi, moraju utjecati na vjetar. Vjetar je klimatski element koji kontrolira zagađenost zraka u gradu, pa je bez sumnje osnovni parametar gradske klime uopće. Vjetar ne utječe samo na koncentraciju i na smjer rasprostiranja aeropolutanata, nego i na temperaturu (miješanje toplijeg i hladnijeg zraka), čestinu magle, intenzitet evaporacije i relativnu vlagu, količinu padalina i naoblaku. Strujanje zraka u gradu je izvanredno kompleksno. Na horizontu mnogih suvremenih gradova dominiraju neboderi, a oni bitno utječu na vrtložnost strujanja u gradu. Grad silno povećava prizemno trenje koje vjetar mora savladati. Grad utječe i na smjer i na brzinu vjetra. Uzima se da grad smanjuje brzinu vjetra, ali povećava mahovitost. Zato je čestina tišina u gradovima u prosjeku 15% veća nego u njihovoj okolici; srednja godišnja brzina vjetra čak je 25% manja u gradu, a udari jakog vjetra smanjuju se za 15%. To su godišnji srednjaci. U Londonu je utvrđeno da se smanjuje brzina vjetra ≥ 5 m s^{-1}, a u sva godišnja doba, kao i danju i noću, slabom se vjetru povećava čestina što se više približava središtu grada.

U gradu ima mnogo zgrada najrazličitijih dimenzija, ali je osobito važna njihova visina. Iz toga proizlazi da će strujanje zraka u gradu pod utjecajem brojnih građevina biti vrlo komplicirano. Na sl. 141. izdvojena su tri primjera u jednom većem gradu, tj. shematski je prikazana vertikalna raspodjela brzine vjetra pod utjecajem trenja s podlogom u središtu grada, u predgrađu i u ravnoj okolici. Ne može se govoriti o jednostavnom smanjenju brzine vjetra pod utjecajem grada; potrebno je diferencirati pojedine dijelove. U središtu grada, gdje su zgrade najviše (danas sve više neboderi), trenje je najveće, pa se smanjenje brzine vjetra osjeća u najdebljem sloju zraka (na prikazanu primjeru do 500 m visine).



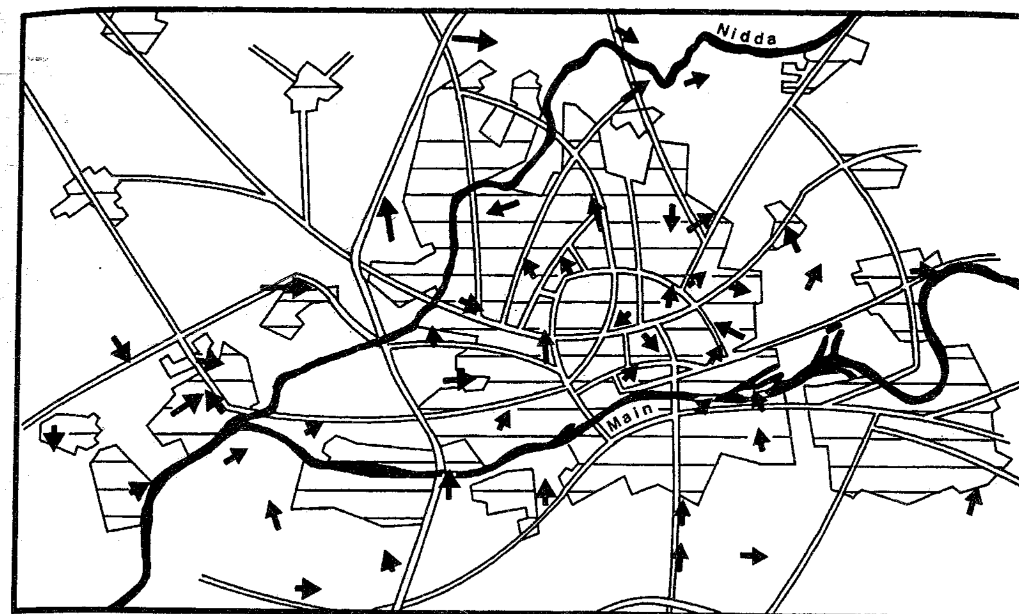
Sl. 141. Shematski prikaz vertikalne raspodjele brzine vjetra pod utjecajem trenja s podlogom u gradu, predgrađu i ravnoj okolici (T. A. Singer i M. E. Smith, 1970.)

Smanjenjem prosječne visine zgrada u predgrađima brzina se vjetra smanjuje trenjem u tanjem sloju zraka (u prikazanu primjeru do 400 m), a u ravnoj se okolici, gdje nema viših građevina, nego trenje nastaje samo pod utjecajem drveća i svega ostaloga što je na podlozi, smanjenje brzine vjetra osjeća samo u najdonjem sloju (otprilike do 250 m u prikazanu primjeru). Iz toga se može rekonstruirati utjecaj cijeloga grada na brzinu vjetra ako umjesto dva vertikalna profila zamislimo niz sličnih profila. Može se govoriti kao o nekoj »ljuskavoj« strukturi strujnog polja u gradu, svakako samo ako je brzina vjetra mala (a tako je na sl. 141.). Neposredno uz podlogu u gradu nema vjetra ili je on vrlo slab; zatim slijedi sloj u obliku leće s većom brzinom, pa opet slični viši slojevi s još većom brzinom vjetra, sve do gornje plohe gdje se brzina vjetra na svim profilima izjednačuje. Ukratko, na bilo kojoj visini iznad grada u sloju u kojemu se osjeća utjecaj trenja s podlogom, brzina vjetra manja je prema središtu grada, a veća prema periferiji.

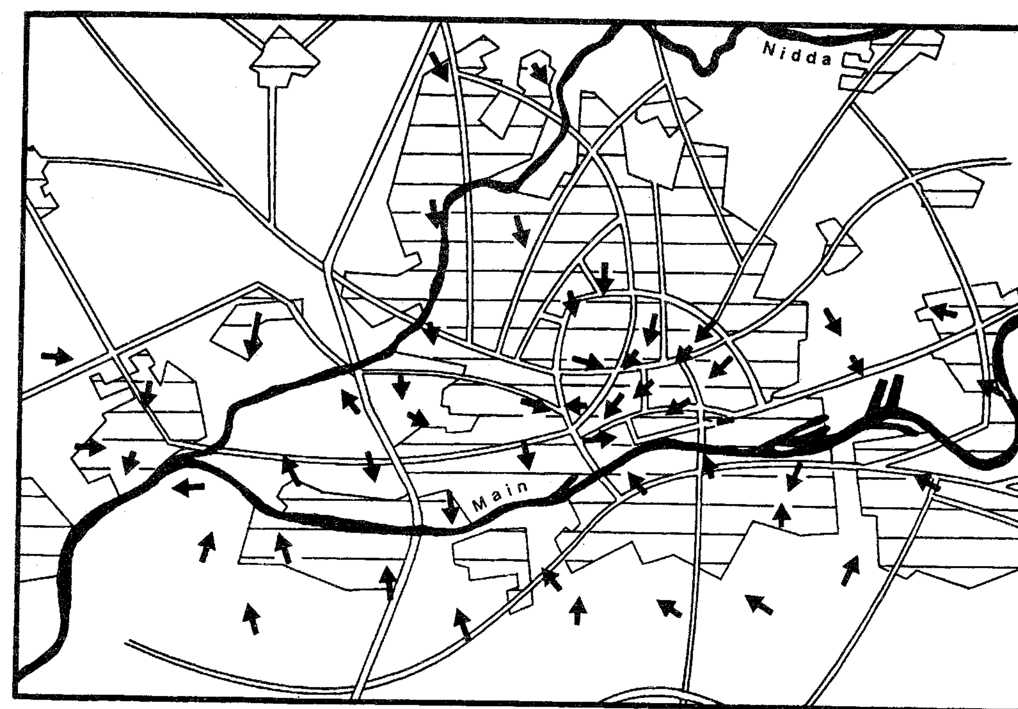
Grad ne utječe samo na opće slabljenje vjetra u najdonjem sloju troposfere iznad grada; njegov se utjecaj očituje i u promjeni smjera vjetra. Na sl. 142. prikazano je strujanje zraka u Frankfurtu na Maini (Njemačka). Različita duljina vektora pokazuje da vjetar u gradu ne slabi jednako u svim njegovim dijelovima. Treba se prisjetiti pravila da vjetar slabi pred zaprekom, ali jača između dviju zapreka (jača u ulicama između blokova zgrada). Iako je već rečeno da u godišnjem prosjeku vjetar slabi od periferije prema središtu, kad se promatra slabljenje samo jednog, određenog smjera vjetra, vidi se da nipošto sve to nije tako jednostavno. Koliko će vjetar oslabiti ovisi o visini zgrada u promatranom području i o smjeru ulica (svakako, i o širini ulica), jer ulica koja je paralelna sa smjerom puhanja vjetra povećava njegovu brzinu, a puše li vjetar pod nekim kutom, njegova se brzina smanjuje. Općenito, prizemni vjetar u velikom gradu ima najrazličitije smjerove, a raspodjela njegove brzine nije jednostavna, iako se pozornim motrenjem ipak može vidjeti da su u središtu grada vektori manji, tj. brzina vjetra je smanjena.

Ako u gradu postoji toplinski otok, pa je okolica hladnija od njega, onda se – usprkos povećanom trenju u gradu – može očekivati da će zrak strujati iz okolice i periferije prema središtu. To bi bila drukčija vrsta utjecaja grada nego što je prikazano u prethodnom primjeru, gdje je prikazan modifikatorski utjecaj grada na vjetar koji puše u velikom prostoru, ne samo u gradu, nego i daleko izvan njega. Sada ćemo promotriti postanak vjetra isključivo pod utjecajem grada (sl. 143.). To će se dogoditi samo u određenim uvjetima, i to onda kad je strujanje u čitavom širem području slabo, tj. kad je tišina, odnosno kad je stabilna stratifikacija, a ona je moguća pri anticiklonskoj raspodjeli tlaka. Iz prethodnog uvjeta lako se može zaključiti da najpovoljniji uvjeti za postanak vjetra od periferije prema središtu grada postoje u vedrim i tihim ljetnim noćima. Na sl. 143. prikazan je jedan primjer lokalne, gradske cirkulacije zraka. Analizom te slike, analizom strujanja zraka u Frankfurtu na Maini, vidi se da je brzina vjetra podjednaka u svim dijelovima grada, da nema bitne razlike između brzine vjetra na periferiji i u središtu. Također se vidi da je riječ o jasno izraženom konvergentnom strujanju sa svih strana prema središtu (pri čemu brzina vjetra iznosi 2–4 m s^{-1}). Iz raspodjele prizemnog strujanja može se pretpostaviti da se zrak izdiže iznad centralnog područja, na određenoj (ne visokoj) visini iznad grada prelazi u horizontalno strujanje prema periferiji, gdje se zrak spušta. Tako nastaje zatvoreni cirkulacijski sistem, koji je vrlo važan za difuziju polutanata u gradskoj atmosferi, tj. visinski povjetarac iznad grada ne odnosi polutante iz gradske atmosfere u okolicu, nego oni i dalje ostaju iznad grada. Zanimljiv je detalj, koji u gradskim uvjetima nije posve beznačajan, da je primijećena posebna cirkulacija u blizini većih parkova.

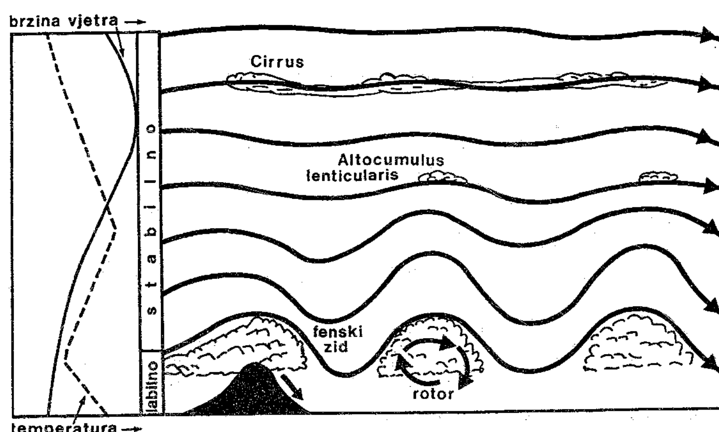
Visina i smjer pružanja planina vrlo mnogo utječe na atmosferska strujanja. Visoki reljefni oblici utječu i na jačinu vjetra i na vrtložnost strujanja, tj.



Sl. 142. Strujanje zraka u Frankfurtu na Maini za vrijeme puhanja vjetrova iz zapadnoga kvadranta (H. W. Georgii, 1970.)



Sl. 143. Strujanje zraka u Frankfurtu na Maini u vedrim i tihim ljetnim noćima (H. W. Georgii, 1970.)



Sl. 144. Utjecaj planine na strujanje zraka i postanak oblaka (C. E. Wallington, 1960.)

na mehaničku turbulenciju. Dovoljno veliki i visoki planinski sistemi i izolirane planine, ako se pružaju okomito na smjer dominantnih ili klimatski povoljnih ili nepovoljnih vjetrova, utječu na postanak dviju vrsta padina: privjetrinu, koja je okrenuta prema vjetru, i zavjetrinu, koja je zaštićena od glavnog ili pak »najneugodnijeg« vjetra. Poznat je pozitivan utjecaj Himalaje i Tibeta koji zaštićuju južnu Aziju od utjecaja hladnih sjevernih vjetrova, te Pireneja, Alpa, Dinarida i Karpata u Europi. Prodorima hladnoga sjevernog vjetra u Sjevernoj Americi ne stoje na putu nikakve planinske barijere, pa je zimi čest prodor hladnih valova do Floride, Kube i Meksika. Zaštitni utjecaj očituje se i kod planina manjih dimenzija; klasičan je primjer planine Jaile na Krimu. Pod njezinim zaštitnim utjecajem južno prigorje Krima ima sve izrazite karakteristike mediteranske klime, iako treba misliti i na druge faktore koji pridonose tome, prije svega na termički utjecaj Crnoga mora.

Pod utjecajem planinskih barijera (sl. 144.) u debelom sloju zraka, i po nekoliko puta višem od same planine, nastaje šest ili više (čak do 20–25) zavjetrinskih valova i po nekoliko stotina kilometara iza planine, kako su pokazale fotografije s meteoroloških satelita. Njihova amplituda opada s visinom, a iza planine nastaju u nižim slojevima zraka vrtlozi (ili rotori) s tipičnim konvekcijskim oblacima. Zato je srednja brzina vjetra iza reljefne barijere mnogo manja (vjetar je jak u dolini zavjetrinskog vala, a ispod brijega vala može imati suprotan smjer; jedna od posljedica je jača difuzija vodene pare), a smjer neizrazitiji nego na privjetrini. Poseban tip naoblake (u višim slojevima oblaci slični leći, cigari ili ribi) popratna pojava je takvih strujanja. Ta su strujanja važna za zračni promet, pa je poznato da su nastradali mnogi avioni čiji piloti nisu znali ocijeniti veličinu tih gibanja.

1.4.2.6. **GEOGRAFSKA RASPODJELA VJETROVA NA POVRŠINI ZEMLJE.** Običaj je da se radi postupnosti prikaza i shvaćanja cirkulacije na Zemlji najčešće počinje s prikazom hipotetične cirkulacije na nepostojećoj homogenoj Zemlji. Mi to nećemo učiniti jer takvi prikazi, čini se, ne mogu dati željene rezultate. Pogrešno se naime prikazuje uglavnom nepostojeća cirkulacija upravo na najvažnijem dijelu Zemlje, na kontinentima. (Kao primjer navedimo južnu Aziju. U svim shemama u standardnim udžbenicima ona se nalazi u zoni ekvatorskoga istočnog vjetra, odnosno sjeveroistočnog pasata, a zapravo je neusporedivo važnije baš suprotno strujanje, ljetni jugozapadni monsun; samo on, i sve ono što on uzrokuje, taj dio svijeta čini specifičnim. Tako se najprije nauči pogrešna shema, a zadatak je kasnijeg izlaganja da se ona negira i da se prikaže cirkulacija kakva zapravo postoji.) Preskočit ćemo tu fazu pa ćemo odmah upozoriti na shematsku cirkulaciju na stvarnoj, nehomogenoj Zemlji, Zemlji koja se sastoji od kontinenata i oceana. Moramo poći od srednjeg stanja u ekstremnim mjesecima, od raspodjele prizemnih vjetrova u siječnju i srpnju. Prije toga će biti potrebno još jednom promotriti shematsku raspodjelu tlaka zraka na Zemlji, kako je prikazano na sl. 126. i 127. Glavni smjerovi vjetra na Zemlji (sl. 145. i 146.) moraju odgovarati prostornoj raspodjeli tlaka. Vjetrovi mogu puhati samo iz područja višeg tlaka u područje nižeg tlaka, pa kad se uzme u obzir utjecaj rotacije Zemlje i trenje zraka s podlogom, može se načiniti shema vjetrova na površini Zemlje. Pomnijom analizom sl. 145. i 146. može se izvesti nekoliko zaključaka.

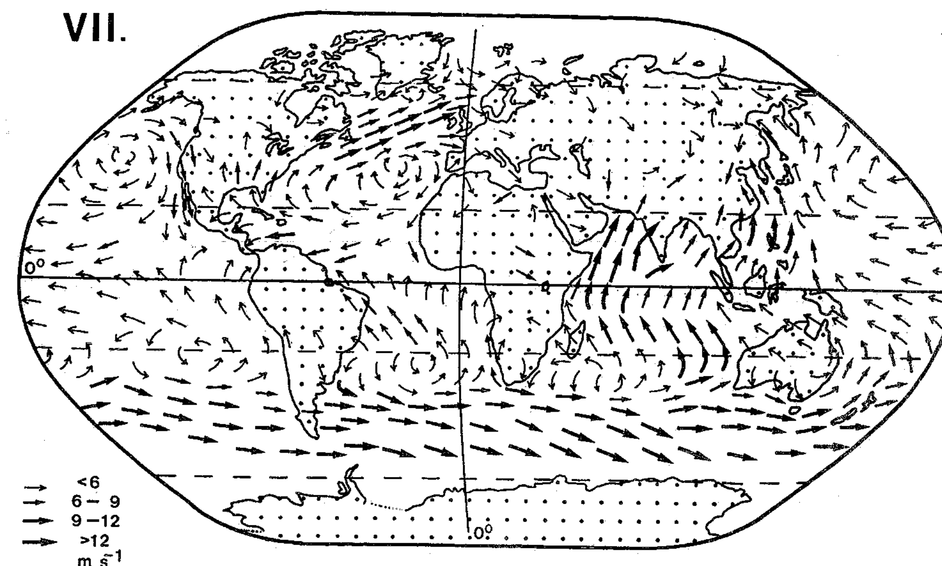
a) Sezonske promjene u smjeru, jačini i postojanosti vjetrova nad prostranim oceanima nisu velike, tj. nema bitne razlike između ljeta i zime.

b) Bitno je drukčije nad kontinentima; tu je cirkulacija uopće nepravilnija od cirkulacije na oceanima, pa postoje bitne razlike između ljeta i zime, odnosno između sušna i kišna razdoblja.

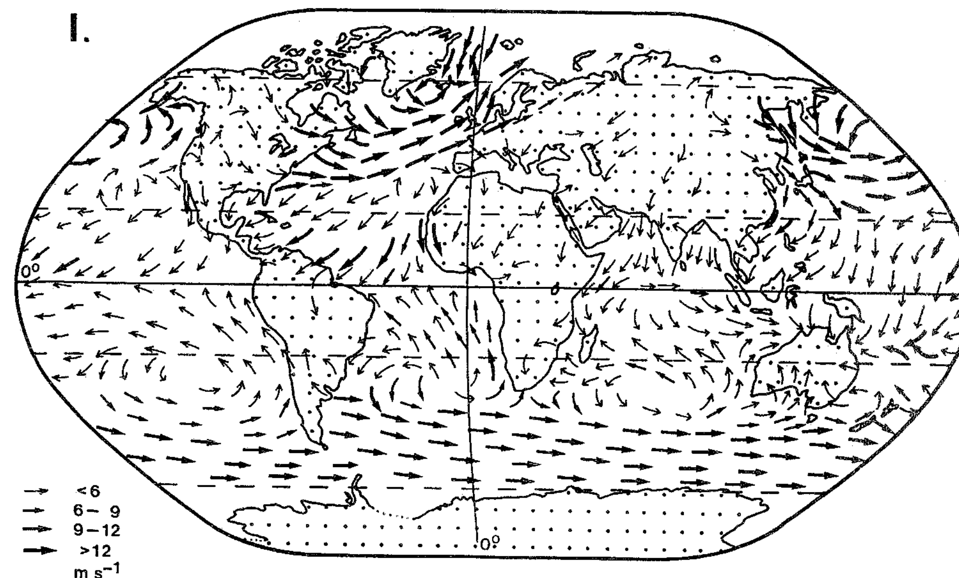
c) Zbog nejednolike raspodjele kopna i mora, raspodjela vjetrova je jednostavnija i pravilnija na južnoj nego na sjevernoj hemisferi.

Nema osnove da se vjetrovi na površini Zemlje prikažu u godišnjem prosjeku. Zato ćemo raspodjelu prizemnih vjetrova promotriti posebno nad kopnom, a posebno nad oceanima.

Počet ćemo s ekvatorskim pojasom. Pogledamo li sl. 145. i 146., odmah ćemo opaziti da u ekvatorskom pojasu niskog tlaka postoji u prosjeku malen horizontalni gradijent tlaka, što se odražava u rijetkoj raspodjeli izobara. Tako se zaključilo da je to



Sl. 145. Shematska raspodjela vjetrova na Zemlji u srpnju (J. Blüthgen, 1966.)

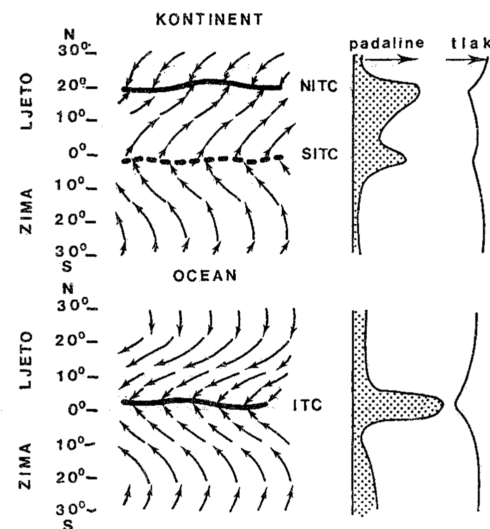


Sl. 146. Shematska raspodjela vjetrova na Zemlji u siječnju (J. Blüthgen, 1966.)

ekvatorski pojas tišina ili ekvatorski pojas slabog vjetra promjenljiva smjera ili intertropska zona konvergencije (itd.), a prema Flohnu i nekim drugim autorima *pojas ekvatorskog zapadnog* vjetra od zapadne Afrike preko Indijskog oceana do zapadnog Pacifika. Neki osnovni problemi cirkulacije neposredno uz ekvator još nisu riješeni, ali se čini da sve više argumenata ima za teoriju H. Flohna, koja ekvatorsku cirkulaciju dijeli u dva tipa: kontinentski i oceanski (sl. 147.).

Iznad oceana (tipičan je primjer centralni Pacifik) postoji maleno meridionalno migriranje zona tlaka i temperature (ITC, intertropska konvergencija, zona konvergencije pasata pomakne se u tijeku godine samo za 5–10° od ekvatora); pasati konvergiraju i lako prelaze preko ekvatora, osobito to čini pasat sa zimske hemisfere, ali kako se mnogo ne udaljuje od ekvatora, nema mogućnosti jače promijeniti smjer, pa uz ekvator puše vjetar s izrazitom istočnom komponentom.

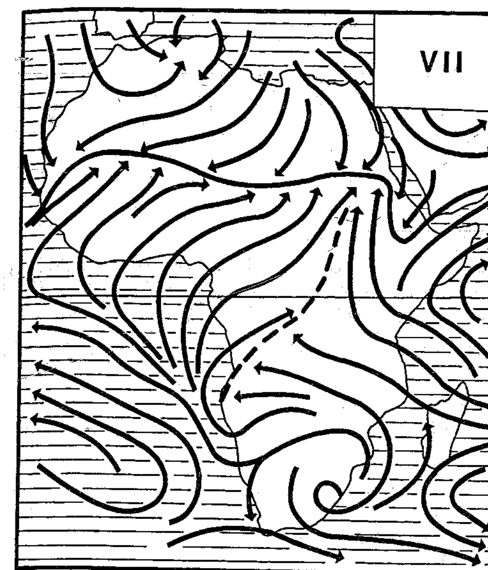
Iznad kontinenta (tipičan je primjer cijeli pojas od zapadne Afrike preko južne Azije i Indijskog oceana do Australije i zapadnoga Pacifika) postoje mnogo veće godišnje amplitude temperature i tlaka. S druge strane termički ekvator, a s njim i ekvatorski pojas niskog tlaka jako migrira meridionalno (NITC se u Africi udalji i do 20° od ekvatora, a u južnoj Aziji čak i do 30°). NITC ljeti se nalazi uglavnom nad silno ugrijanim kopnom, daleko od ekvatora, pa od NITC-a temperatura prema ekvatoru opada; zato su kontinentske zračne mase sjeverno od NITC-a za 4–8 °C toplije od ekvatorskih zračnih masa koje dolaze od ekvatora! Budući da postoji kontinuirani pad tlaka od suptropskog maksimuma (južnoindijski maksimum) na zimskoj južnoj hemisferi (taj se maksimum zimi približi ekvatoru) preko ekvatora sve do NITC-a daleko na sjever od ekvatora, jugoistočni pasat s južne hemisfere kao široka struja prelazi preko ekvatora na sjevernu hemisferu, a udaljavanjem od ekvatora sve više skreće udesno, sve više preteže zapadna komponenta. Tako pod utjecajem kontinenata ljeti nastaje *ekvatorski zapadni vjetar*, koji se naziva i *ljetnim monsunom*. (Nešto bi točnije bilo kad bi se reklo ekvatorski jugozapadni vjetar, jer taj smjer dominira u najvećem dijelu promatrana prostora.)



Sl. 147. Shema prizemne cirkulacije u tropima nad kontinentom i nad oceanom; ITC, intertropska konvergencija, NITC, sjeverna intertropska konvergencija, SITC, južna intertropska konvergencija (H. Flohn, 1960.)

Iz toga proizlazi da bi na Zemlji koja bi sva bila prekrivena vodom, puhao uz ekvator tropski istočni vjetar (pasat), a na homogenoj Zemlji koja bi sva bila kopno, uz ekvator bi puhao ekvatorski zapadni vjetar. Na stvarnoj Zemlji, pri raspodjeli kopna i mora kakva doista postoji, imamo i jedno i drugo, tj. nema realne osnove da se konstruira neka hipotetična prizemna cirkulacija za cijelu Zemlju kao da je homogena i da to bude polazna osnova za daljnja razmatranja.

Na sl. 147. vidi se da pasat s južne hemisfere prelazi preko ekvatora na sjevernu hemisferu skrećući u ekvatorski zapadni vjetar. Da bismo bili još bliži stvarnosti, na sl. 148. prikazano je prizemno strujanje zraka u Africi u srpnju. Prateći termički ekvator, NITC se nalazi u svom najsjevernijem položaju, duboko u Sahari, pruža se sve do Arabije. Čitavo je to pustinjsko kopno silno zagrijano; proces nastanka termički uvjetovanog polja niskog tlaka nad tako ugrijanim kopnom došao je do krajnje točke, odnosno ekvatorski pojas niskog tlaka najviše je »skočio« na sjever. Polje niskog tlaka nad sjevernom Afrikom dio je prostranog polja niskog tlaka koje se pruža od atlantske obale Afrike do monsunske Azije. Tako je nad afričkim kopnom na sjevernoj hemisferi posve nestao pojas suptropskoga visokog tlaka, odnosno tlak raste prema ekvatoru i dalje preko ekvatora do suptropskih maksimuma na južnoj hemisferi. Prisjetimo li se da se greben azorskog maksimuma pomakao na sjeveroistok, onda možemo rekonstruirati srednje strujanje nad Afrikom. Na obali mediteranske Afrike i nad cijelim Sredozemljem dominira sjeverno i sjeverozapadno strujanje (etezija), koje nad kopnom prelazi sve više u vjetar sa sjeveroistočnom komponentom; to je sjeveroistočni pasat koji struji prema ekvatorskoj fronti. Sva Afrika južno od ITC-a, a sjeverno od ekvatora, zahvaćena je intenzivnim jugozapadnim vjetrom s Atlantskog oceana (neki ga i tu nazivaju ljetnim monsunom). Očito je da je on nastavak jugoistočnog pasata s južne hemisfere, a nagla i bitna promjena smjera vjetra događa se upravo u neposrednoj blizini ekvatora. Tako između ITC-a i ekvatora nastaje zona ekvatorskoga zapadnog vjetra. Slična cirkulacija postoji i nad Indijskim oceanom i južnom Azijom. Strujanje je takvo da su Somalijski poluotok, Etiopija i jugoistočni Sudan pod utjecajem monsuna s Indijskog oceana koji također, prelazeći preko ekvatora, postaje dio ekvatorskoga zapadnog vjetra. Između suhih vjetrova, koji dolaze iz istočne periferije južnoatlantskog maksimuma, i vlažnih vjetrova s Indijskog oceana koji iz mauricijskog maksimuma prelaze preko velikih vodenih površina nad afričkim kopnom nastaje frontalna ploha (dominira pružanje sjever-jug, pa se naziva meridionalnom frontom, a kako se nalazi između dvaju pasata, naziva se i *pasatnom frontom*), na kojoj nastaju poremećaji s kišama.



Sl. 148. Prizemno strujanje nad Afrikom u srpnju (smjer rezultatnog vektora vjetra); debela krivulja je ITC, debela isprekidana krivulja je pasatna fronta (N. I. Nožilova i J. S. Petrovskij, 1967.)

Analizom sl. 146. vidi se da u području ekvatorskoga zapadnog vjetra u Indijskom oceanu, obalnoj južnoj Aziji i sjevernoj Africi i u siječnju postoji cirkulacija karakteristična za kontinente. Ekvatorski zapadni vjetar smijenjen je *sjeveroistočnim pasatom*, koji, prelazeći preko ekvatora, skreće ulijevo, pa se vidi da nad Indijskim oceanom u usku pojasu južno od ekvatora pa sve do Australije puše ekvatorski zapadni vjetar (zapravo sjeverozapadni vjetar), ali se dimenzije zahvaćenog područja ne mogu usporediti s dimenzijama koje ekvatorski zapadni vjetar zahvaća u srpnju na sjevernoj hemisferi.

Nije potrebno opisivati sve detalje koji se mogu uočiti promatranjem sl. 145. i 146.; samo ćemo se osvrnuti na Južnu Ameriku, jer je ondje ekvatorska cirkulacija posebno zanimljiva. U srpnju je (sl. 145.) azorski maksimum dalje na sjeveru, pa do Amazonije i Južne Amerike sjeverno od ekvatora dopire samo oslabljen sjeveroistočni pasat. Suprotno je u siječnju (sl. 146.); azorski maksimum spušta se prema ekvatoru, pa sjeveroistočni pasat kao jaka struja prelazi preko ekvatora, skreće ulijevo i ulazi duboko u južnoameričko kopno donoseći obilne kiše Amazoniji.

Sada kad smo utvrdili da u ekvatorskom pojasu postoje dva različita tipa prizemne cirkulacije (istočna i zapadna), možemo ići dalje. S povećanjem geografske širine dolazi se do suptropskog pojasa visokog tlaka koji je – zbog postojanja kontinenata – razbijen u više stanica visokog tlaka čije se jezgre nalaze nad oceanima. Iz tih suptropskih maksimuma prema ekvatorskom pojasu niskog tlaka puše vrlo postojani vjetrovi poznati pod nazivom *pasati*[90] ili *tropski istočni vjetrovi*. Pod utjecajem trenja i Coriolisova efekta oni na sjevernoj hemisferi skreću udesno, a na južnoj hemisferi ulijevo. Međutim, pasatna cirkulacija postoji zapravo samo nad oceanima, a nad nekim dijelovima kontinenata samo u jednom dijelu godine. I kod pasata treba lučiti dva dijela: oceane i kontinente. Tipični pasati pušu samo nad oceanima. Ako se između suptropskih maksimuma nalaze kontinenti, diferenciranim zagrijavanjem i hlađenjem prizemna će se cirkulacija iznad mora znatno ili čak bitno izmijeniti, ovisno o veličini kopna. Opet ćemo najveću pozornost koncentrirati – u tom smislu – na najvažniji dio svijeta, na afro-azijski prostor. Kontinenti ne samo da razbijaju pasate u izdvojene »lepeze« nad oceanima, tj. onemogućuju spajanje pasata u jedinstven pojas tropskoga istočnog vjetra (kao što je npr. u golemom Pacifiku, gdje je kopnom Južne Amerike odvojen od istočnog strujanja u Atlantiku), nego mogu potaknuti i neočekivanu promjenu cirkulacije u spomenutu prostoru. Pod utjecajem Afrike i južne Azije *sjeveroistočni pasat ljeti uopće ne postoji sjeverno od ekvatora*, nego je sasvim obratno: umjesto njega u znatnom dijelu tog prostora puše ekvatorski zapadni vjetar (odnosno jugozapadni i južni vjetar), a pasat je, ondje gdje se očuvao, potisnut daleko na sjever (sjeverna Afrika, jugozapadna Azija). Tako smo prvi put jasno zaključili da bi u sjevernom dijelu Indijskog oceana – kao i u svim drugim ocea-

[90] španj. *passar* - otići, proći

nima – i ljeti puhao sjeveroistočni pasat da nema azijskoga (i afričkoga) kopna. Temeljitu ljetnu modifikaciju atmosferske cirkulacije u monsunskoj Aziji već sada možemo svesti na utjecaj geografske raspodjele mora i kopna, odnosno na postojanje Azije i sjeverne Afrike.

A kako je u *siječnju*? Već smo vidjeli (sl. 146.) da u južnoj Aziji i Indijskom oceanu čak i preko ekvatora prevladava *zimski monsun* s izrazitom sjevernom i sjeveroistočnom komponentom. Strujanje u tom dijelu svijeta u biti se ništa ne razlikuje od strujanja dalje na istoku nad Pacifikom i dalje na zapadu nad Afrikom i Atlantikom. Već sada možemo zaključiti: nije li zimski monsun nad južnom Azijom i sjevernim dijelom Indijskog oceana zapravo sjeveroistočni pasat (H. Flohn, 1955)? Ako je tako, onda se na sl. 146. može vidjeti da u siječnju na sjevernoj hemisferi postoji široka pasatna struja oko cijele Zemlje. Modifikatorski utjecaj južne Azije na prizemnu cirkulaciju kao da bi se mogao svesti samo na ljetne mjesece.

Približavanjem središtima suptropskih maksimuma prosječna brzina vjetra slabi, a izrazitost smjera vjetra sve je manja. To su tzv. *konjske širine*[91] ili *suptropski pojasi tišina*. Izrazitost smjera vjetra gubi se jer je riječ o anticiklonskoj cirkulaciji oko stanica visokog tlaka; supsidencijom se stabilizira zrak, pa je to uzrok slabljenja vjetra. Na sl. 145. i 146. vidi se da smjer dominantnog vjetra bitno ovisi o tome u kojem se dijelu maksimuma nalazi promatrano područje, tj. smjer i brzina vjetrova znatno se razlikuju u istočnom i zapadnom dijelu suptropskih maksimuma. Budući da je suptropski pojas visokog tlaka razbijen u pojedine, izolirane maksimume, naziv »pojas« ne bi potpuno odgovarao, jer je zapravo riječ o diskontinuiranom pojasu tišina; možda bi bolje bilo reći *područja* suptropskih tišina, ističući time njihovu diskontinuiranu prirodu.

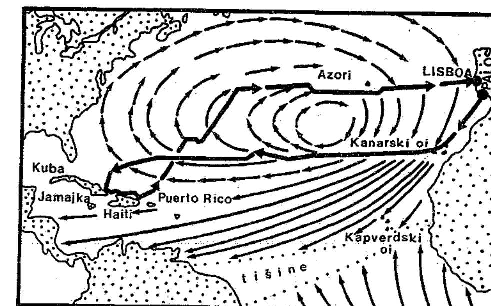
Idući dalje prema polovima, od suptropskog područja visokog tlaka, tlak zraka pada prema *subpolarnim područjima niskog tlaka*. I opet, nije riječ o kontinuiranim pojasima tlaka, nego o područjima niskog tlaka nad oceanima, jer ako se u tim širinama nalaze kontinenti, onda se raspodjela tlaka zimi bitno razlikuje od raspodjele ljeti. Tako je i s vjetrovima. Iz suptropskih maksimuma, zbog anticiklonske cirkulacije, zrak se razilazi na sve strane; na zapadnim periferijama suptropskih maksimuma strujanje je južno, a zatim sve više skreće da bi konačno posve prešlo u zapadni vjetar. Opet treba istaknuti da takva cirkulacija nije jednostavna, nego treba lučiti strujanje nad oceanima i ono nad kontinentima. Ti se vjetrovi nazivaju *zonalnim zapadnim vjetrovima* ili *glavnim zapadnim vjetrovima* (ili Ferrelovim zapadnim vjetrovima) ili prevladavajućim zapadnim vjetrovima ili pretežno zapadnim vjetrovima, ali stalno moramo imati na umu činjenicu da je to prosječno strujanje. Glavni zapadni vjetrovi kao prosječno strujanje i ljeti i zimi postoje samo na oceanima i u zapadnim dijelovima kontinenata gdje su vrlo postojani (zapadna i sjeverna Europa, pacifičko primorje Sjeverne Amerike). Glavni zapadni vjetrovi osobito su pravilno razvijeni na južnoj hemisferi, gdje u pojasu 40–65° S pretežu golema oceanska prostranstva, tj. nema dovoljno velikih kopnenih masa koje bi sezonski remetile njihov pravilni tok. Brzina tih vjetrova raste s povećanjem geografske širine, pa su pomorcima poznate »hučne četrdesete« (ili hukači četrdesetog stupnja), te još jači vjetrovi na 50° S (»bijesne pedesete«) i 60° S (»strašne šezdesete«). (Ti su vjetrovi u doba jedrenjaka bili vrlo ozbiljna zapreka na putovanju oko Rta Horn od istoka prema zapadu.)

Sasvim je drukčija situacija na sjevernoj hemisferi. U pojasu 35–40° N do 60–65° N nalaze se golema Euroazija i Sjeverna Amerika, ali osim njihova termičkog utjecaja uvijek moramo imati na umu i utjecaj reljefa. Sezonska promjena tlaka uzrokuje bitnu promjenu smjera vjetra, ali se ne može generalizirati, nego treba odvojiti ljeto od zime. *Zimi* (sl. 146.) s tih rashlađenih kontinenata pušu vjetrovi u vezi s cirkulacijom karakterističnom za hladne anticiklone. Nad znatnim dijelovima kontinenata u spomenutim širinama prevladava sjeverna komponenta, a s približavanjem oceanima vjetar je sve više sjeveroistočni. Tako smo otkrili uzrok više puta spomenute goleme klimatske razlike između zapadnih i istočnih dijelova kontinenata, odnosno istočne i zapadne obale oceana u tim širinama (npr. uspoređivali smo hladni i pusti Labrador sa sjevernom Europom, ili sjevernu Europu s Kamčatkom i obalom Ohotskog mora). Ukratko, *pojas glavnoga zapadnog vjetra ne postoji zimi nad kontinentima sjeverne hemisfere.*

Iako hladne anticiklone nad kontinentima ljeti nestaju, glavni zapadni vjetrovi ni u tom dijelu godine ne postoje kao kontinuiran pojas (na sjevernoj hemisferi). Nad Sjevernom Amerikom cirkulacija je u vezi s kompliciranom raspodjelom tlaka (minimum nad kopnom, dva maksimuma iznad oceana na jugu i dva minimuma na sjeveru). U zapadnom dijelu tog kontinenta glavni zapadni vjetar već u pacifičkom primorju skreće na jug, a preko ravnica istočno od Stjenjaka struji vjetar s juga, koji tek dalje na sjeveru skreće prema islandskom minimumu.

[91] U doba jedrenjaka koji su prevozili konje u Srednju Ameriku pomorci su zbog nedostatka vode, konje bacali u more. Tako je nastao naziv konjske širine.

Iako se utjecaj glavnih zapadnih vjetrova u Europi ljeti osjeti dublje nego zimi, ipak je prizemna cirkulacija u većem dijelu euroazijskoga kontinenta ljeti tako komplicirana da se ne može staviti u neku jednostavnu shemu. Na istoku Azije strujanje je izrazito južno i jugoistočno; to je *ljetni monsun*. Može se zaključiti da bi glavni zapadni vjetrovi na sjevernoj hemisferi imali istu strukturu kao i na južnoj, samo da nema kontinenata.



Sl. 149. Vjetrovi na Atlantiku i ruta prvoga Columbova putovanja (Izvor: P. Mardešić, 1957.)

Bitna je razlika između pojasa glavnih zapadnih vjetrova na moru i vjetrova na kopnu na istoj širini – velika promjenljivost vremena i smjera vjetra. Sezonska ritmičnost je vrlo izrazita, pa ono što je rečeno za južnu hemisferu, ne mnogo manje vrijedi i za sjeverni Atlantik i Pacifik. To najbolje znadu pomorci u čijim je krugovima Biskajski zaljev doista legendaran. Velika promjenljivost smjera i jačine vjetra u pojasu glavnih zapadnih vjetrova posljedica je neprekidnog prolaza brojnih ciklona (obitelji ciklona) i anticiklona, s vlastitim sistemima vjetrova.

Gledajući iz povijesnog kuta, čovjek je tek nedavno konstruirao brodove koji ne ovise o vjetru. U najvećem dijelu prošlosti pomorska je plovidba bitno ovisila o smjeru i jačini vjetra. Za primjer ćemo uzeti prvo Columbovo putovanje, na kojemu je otkrio Novi svijet; bio je to prvorazredni događaj u svjetskoj pomorskoj navigaciji, i u povijesti uopće. Sada ćemo vidjeti koliko je ono ovisilo o smjeru vjetra. 3. VIII. 1492. Cristophor Columbo pošao je na svoj veliki put, na najznačajnije putovanje u povijesti čovječanstva. Krenuo je sa sidrišta nasuprot Huelvi u južnoj Španjolskoj (sl. 149.). Smjer je bio zapad, a cilj je bio doploviti u Aziju, u Kinu, polazeći od revulucionarne pretpostavke da je Zemlja – okrugla. S Kanarskih otoka kreće točno na zapad, te je 12. X. 1492. poslije velikih teškoća, ugledao kopno, otok Guanahani (San Salvador ili današnji Watling). Tako je otkriven Novi svijet. 3. I. 1493. ploveći isprva prema sjeveroistoku, a kasnije prema istoku, dolazi preko Azora do ušća Taja; 15. III. 1493. uplovio je u luku Palos, gdje je svečano dočekan. Poslije toga je Columbo poduzeo još tri putovanja.

Zanimljivo je utvrditi vezu između smjerova glavnih vjetrova na srednjem Atlantiku i Columbovih putovanja; ta povezanost nije slučajna, a u biti je ponovljena i u kasnijim putovanjima. Columbo je za svoj krajnje riskantan put na zapad iskoristio vjetrove koji pušu pod utjecajem azorskog maksimuma. Do Kanarskih otoka tjerali su ga sjeverni vjetrovi s istočne periferije azorskog maksimuma. Od Kapverdskih otoka prema zapadu južnom periferijom azorske anticiklone puše sjeveroistočni, a zatim, dalje na zapadu, istočni pasat, koji ga je nosio prema karipskim otocima. Na povratku se koristio najprije južnim vjetrovima na zapadnoj periferiji azorske anticiklone, a zatim se glavnim zapadnim vjetrovima na sjevernoj periferiji anticiklone vratio u Portugal i Španjolsku. Veliko putovanje bilo je dovršeno.

Neće biti naodmet upozoriti na odnos između pretežnog smjera vjetra i orijentacije Španjolske na more. Poslije istjerivanja Maura, na prijelazu iz srednjeg vijeka u novi, Španjolska postaje svjetska pomorska velesila. Ali, to nije mogla postati prije nego što je zauzela andaluzijske luke, luke na jugu. Brojne ekspedicije tijekom nekoliko stoljeća, otkrivačke i vojnopomorske, sve su polazile iz andaluzijskih luka, s juga Španjolske; Sevilla je dugo bila svjetska luka, a na biskajskoj obali nijedna luka nikada nije prešla granice regionalnog značenja. Dakle, smjer glavnih vjetrova utjecao je na pomorsku navigaciju, a ona je odredila izuzetno veliku važnost andaluzijskih luka u povijesti Španjolske.

Iz polarnih područja visokog tlaka prema subpolarnim područjima niskog tlaka pušu vjetrovi s izrazitom istočnom komponentom; to su *polarni istočni vjetrovi*. Oni nisu toliko istraženi kao drugi vjetrovi, ali se ipak zna da im je brzina i postojanost smjera veća na Antarktiku nego na Arktiku. Upravo na Antarktičkom i Grenlandskom ledenom pokrovu, dakle na najvišim dijelovima polarnih kalota, vrlo je teško odvojiti srednju prizemnu atmosfersku cirkulaciju od utjecaja ledenih i snježnih polja s posebnim termičkim režimom, pa otuda proizlazi vrlo jak utjecaj tzv. slapovitih (katabatičkih) vjetrova, ali na smjer bitno utječe lokalna i regionalna topografija.

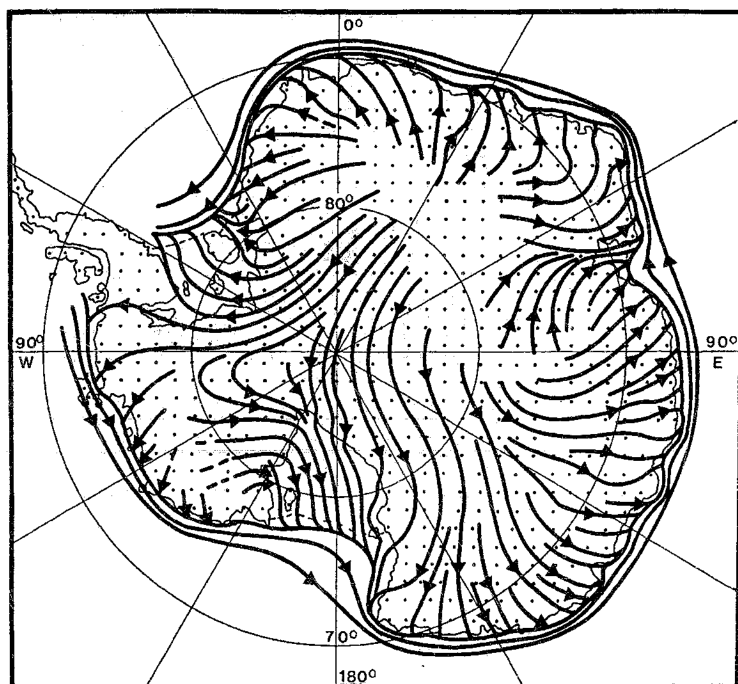
Upravo ćemo zato prikazati prosječno prizemno strujanje na Antarktiku (sl. 150.). U prosjeku, vjetar je slab u unutrašnjosti, a brzina mu raste prema obali, gdje je najjači. Osobito je jak u onim sektorima gdje se Antarktički ledeni pokrov strmije spušta prema obali. Ali, s približavanjem obali bitna je

važnost lokacije ciklona, odnosno sekundarna cirkulacija u vezi sa strujanjima u ciklonama i brzopokretnim anticiklonama. Postojanost smjera vjetra najveća je u unutrašnjosti, na ravnom ili vrlo blago valovitom platou. Smjer vjetra mnogo ovisi o padu terena, pa otuda slijevanje zraka iz unutrašnjosti Antarktika prema rubu koristeći se nižim dijelovima, npr. između Istočnog i Zapadnog Antarktika prema Rossovu i Weddellovu moru.

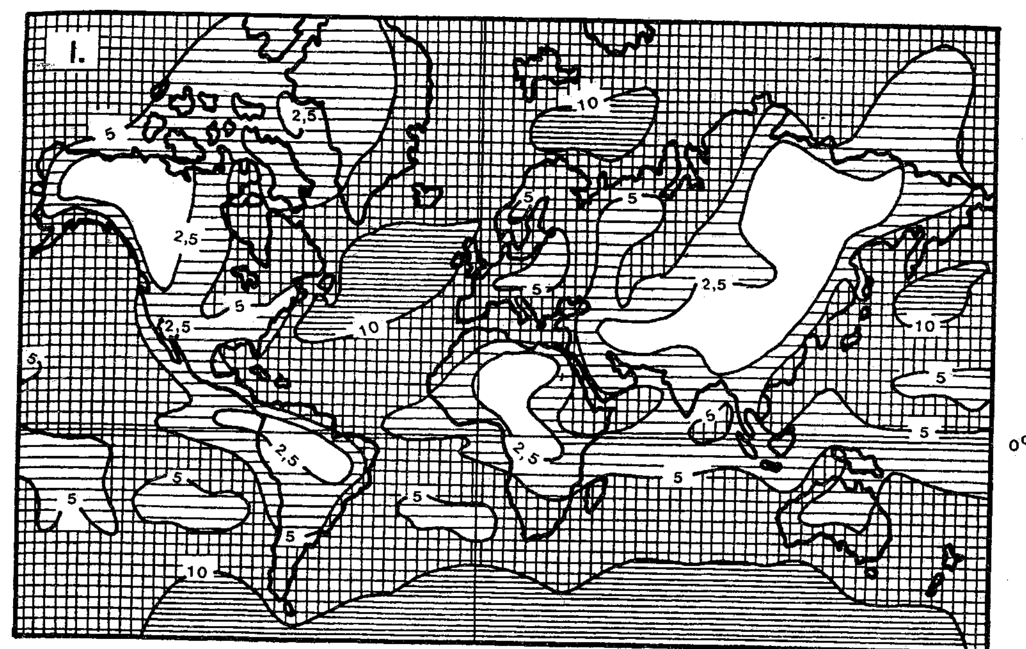
Neki istraživači namjerno izbjegavaju termin »katabatički vjetar« u unutrašnjosti Antarktika gdje je površina pretežno ravna, pa neki smatraju da je zbog postojanosti smjera i brzine tog vjetra – bolje govoriti o »*inverzijskom vjetru*«. Tako bi katabatički vjetar bio ograničen samo na širi obalni pojas gdje se vjetar doista spušta niz ledeni pokrov. Za razliku od inverzijskog vjetra, katabatičko je strujanje kratkotrajnije iako zahvaća veliko prostranstvo i ima veliku brzinu. Isto tako katabatički vjetar naglo prestaje i prelazi u tišinu nakon koje opet počinje naglo puhati nerijetko orkanskom snagom (Mirnyj, Mawson, Cape Denison). Iz toga proizlazi izvanredno pravilna veza između izohipsa i dominantnog smjera prizemnog vjetra. Inverzijski je vjetar vrlo važan za održavanje ledenog pokrova jer određuje veličinu akumulacije snijega. Katabatički vjetar znatno ovisi i o općoj raspodjeli tlaka, odnosno o sinoptičkoj situaciji; jači je ako je nad morem ciklona koja ga »privlači« u jugozapadni sektor, tj. mijenja mu smjer. Na obali koja se pruža od zapada prema istoku (a to je najveći dio antarktičke obale) najjači katabatički vjetar imaju istočne padine poluotoka i zapadne strane zaljeva. »Zloglasan« je Cape Denison, za koji postoje detaljni podaci iz 1912.–1913. god. Srednja brzina vjetra u najtišemu mjesecu, veljači 1912., bila je 11,7 m s^{-1}; u najvjetrovitijemu mjesecu, srpnju 1913., srednja brzina iznosila je 24,9 m s^{-1}.

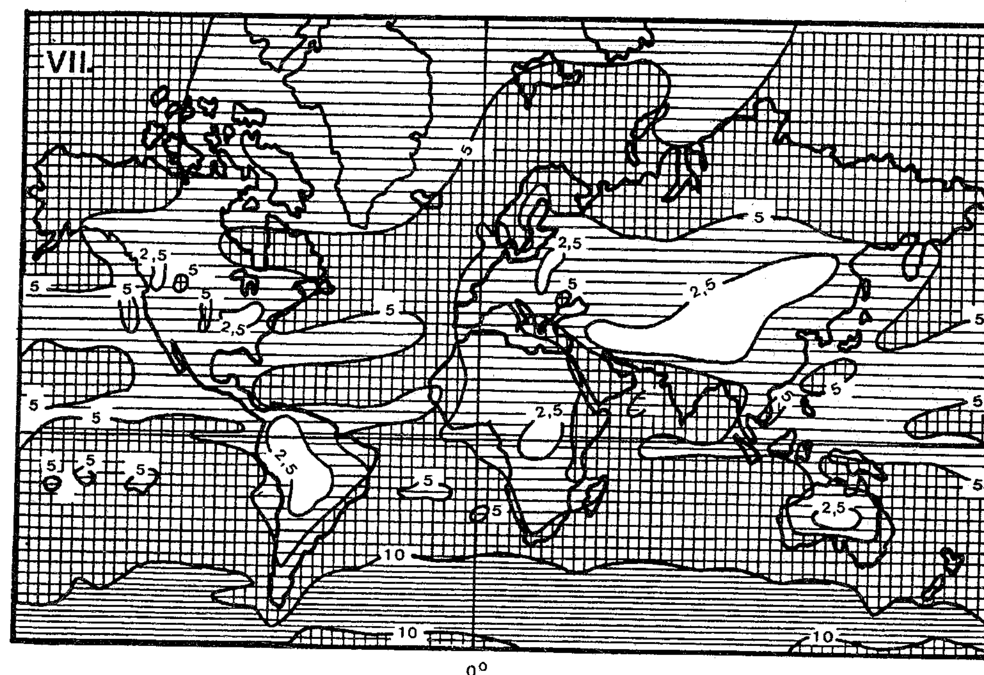
Već nekoliko kilometara od obale katabatički vjetar naglo slabi. U zoni jače konvergencije zrak se mora izdizati, a to potvrđuje iskustvo da u takvim situacijama nastaje gotovo vertikalan zid oblaka i otpuhana snijega. Često se istodobno pojavljuju jaki vrtlozi s promjerom od 30-ak metara, slični pješčanim vrtlozima (vihori prašine) u pustinjama. Česti su i blizardi, snježne oluje, i vrlo smanjena vidljivost zbog velikog broja snježnih pahuljica koje vjetar kovitla. Na Antarktiku blizard može nastati i u specifičnoj sinoptičkoj situaciji, kad ciklona dospije do ledenog pokrova pa se u unutrašnjost prenosi velika količina toplog i vlažnog zraka. Tako je zabilježen ekstreman slučaj da je za vrijeme blizarda u svibnju jedne godine za četiri dana temperatura na Južnom polu skočila sa –73 °C na –34 °C, tj. za 39 °C.

Prizemni vjetrovi na Antarktiku znatno ovise o termičkim uvjetima na podlozi i neposredno iznad nje u relativno tankom sloju zraka (zato, npr., brzina



Sl. 150. Strujnice prizemnog vjetra na Antarktiku (K. B. Mather i G. S. Miller; izvor: W. Schwerdtfeger, 1970.)





Sl. 151. Srednja brzina vjetra u siječnju i srpnju (m s^{-1}) (F. Lauscher, 1951.)

katabatičkih vjetrova naglo pada iznad 100–300 m). Jaka ciklonska aktivnost u širem obalnom pojasu uzrok je stalne promjenljivosti smjera vjetra, tj. važna je sekundarna cirkulacija, a svemu tome treba

dodati vrlo važan »kanalizirajući« utjecaj reljefa. Promatramo li sl. 150., možemo zaključiti da nema nikakve osnove govoriti o polarnom istočnom vjetru na Antarktičkom ledenom pokrovu, barem ne u prizemnom sloju. Ondje kao da dominiraju zapravo *južni* vjetrovi, a tek kad ti vjetrovi dođu do mora, ulaze u sekundarnu cirkulaciju (obitelji ciklona i brzopokretne anticiklone), koja kao zid opasuje Antarktik, a u kojoj preteže istočna komponenta sve do antarktičkog pojasa niskog tlaka. Malo dalje na sjeveru prelazi se u široki pojas glavnih zapadnih vjetrova.

Paralelno s prividnim gibanjem sunca migriraju i opisani pojasi vjetrova, odnosno mijenjaju se smjerovi vjetrova nad kontinentima. Sve to ima golemu klimatsku važnost, pa se najveći dio Zemlje – a napose krajevi koji se nalaze u prijelaznim zonama – zimi nalazi pod pretežnim utjecajem jedne cirkulacije, a ljeti pod utjecajem druge cirkulacije.

1.4.2.6.1. GEOGRAFSKA RASPODJELA SREDNJE BRZINE VJETRA.

Bit će korisno da s nekoliko podataka ilustriramo geografsku raspodjelu srednje brzine vjetra, bez obzira na njegov smjer (sl. 151.). Vjetar je općenito jači nad morem nego nad kopnom. Srednja brzina vjetra na cijeloj Zemlji iznosi 5,85 $m\ s^{-1}$, tj. 21 $km\ sat^{-1}$. Srednja brzina vjetra na sjevernoj hemisferi iznosi 5,06 $m\ s^{-1}$, a na južnoj hemisferi 6,64 $m\ s^{-1}$. Područja s vjetrom $\geq 10\ m\ s^{-1}$ su zone glavnih zapadnih vjetrova na južnoj hemisferi cijele godine, a na sjevernoj hemisferi su tako prosječno jaki vjetrovi samo zimi na sjevernom Atlantiku, sjevernom Pacifiku i u Arktičkom oceanu sjeverno od Europe, a ljeti i u dijelu Indijskog oceana. Najslabiji vjetrovi zimi, $\leq 2{,}5\ m\ s^{-1}$, pušu u središnjem području maksimuma u Sibiru i sjeverozapadnoj Kanadi, a cijele godine u ekvatorskom pojasu, osobito u unutrašnjosti Brazila i Konga. Ako se promatra samo kopno, onda je maksimalna brzina u polarnim krajevima na obje hemisfere, da bi postupno slabila preko oba pojasa glavnih zapadnih vjetrova do minimuma u ekvatorskom području. Jedan slabiji maksimum nalazi se u tropima sjeverne hemisfere (ljetni monsun u jugoistočnoj Aziji).

Promatra li se samo more, onda je raspodjela nešto drukčija. Glavni maksimum nalazi se u pojasu glavnih zapadnih vjetrova na južnoj hemisferi, a sekundarni maksimum u zoni glavnih zapadnih vjetrova na sjevernoj hemisferi. Od ta dva maksimuma srednja brzina vjetra opada prema polovima i prema ekvatoru, ali postoje dva slabija pojačanja u području sjeveroistočnog i jugoistočnog pasata. Minimum se opet nalazi neposredno uz ekvator.

1.4.3. ZRAČNE MASE I KLIMATSKE FRONTE

1.4.3.1. POSTANAK ZRAČNIH MASA.

U određenim dijelovima svijeta, nalaze se velika područja s jednolikom podlogom. U tim se prostorima u određenim vremenskim uvjetima meteorološki elementi u horizontalnom smjeru malo mijenjaju (temperatura se mijenja manje od 1 °C na 100 km udaljenosti); te su promjene, osim toga, i postupne. To nije u suprotnosti s često velikim dnevnim varijacijama temperature i drugih meteoroloških elemenata, jer su ograničene na donje slojeve troposfere. Takva je prostrana područja troposferskog zraka homogenih svojstava T. Bergeron nazvao *zračnim masama*. Horizontalne dimenzije zračnih masa iznose i po nekoliko tisuća kilometara (najmanje 500 km, najviše 5 000 km), a nerijetko zahvaćaju čitavu troposferu (najmanje 1 km, a može čak i do 20 km visine). Prostori na površini Zemlje u kojima se stvaraju zračne mase zovu se *izvorišna područja zračnih masa*. Da bi zrak na velikim prostranstvima poprimio jednolika svojstva, moraju postojati određeni uvjeti:

a) podloga mora biti homogena,

b) strujanje zraka mora zračnoj masi omogućiti dovoljno dugo zadržavanje nad takvom homogenom podlogom.

U skladu s termičkim svojstvima, postoje tri osnovna tipa izvorišnih područja:

a) prostrane morske površine,

b) unutrašnjost kontinenata i

c) područja prekrivena snijegom i ledom.

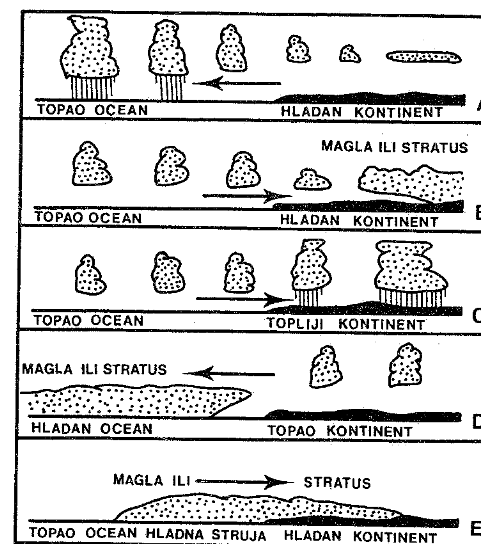
Za formiranje zračnih masa povoljni su suptropski i tropski oceanski prostori s malim horizontalnim gradijentom temperature, suptropske pustinje (Sahara), ledeni pokrovi Antarktika i Grenlanda sa susjednim zaleđenim morem, snijegom prekriveni kontinenti (prostrane ravnice Sjeverne Amerike i Euroazije). Za postanak zračnih masa najpovoljnija su prostrana anticiklonska područja sa slabim divergentnim strujanjem (suptropske anticiklone, hladne anticiklone nad kopnom prekrivenim snijegom, polarne anticiklone), ali one mogu nastati i nad oceanima, iako su u pokretu, onda kad oceani imaju goleme dimenzije, tj. podloga je dovoljno homogena da zračna masa poprimi određena svojstva iako je zrak u stalnom pokretu. Takva su područja sjeverni Pacifik i sjeveroistočni Atlantik u zoni glavnih zapadnih vjetrova itd. Krajevi s izmiješanim vodenim i kopnenim površinama te s vrlo razvijenim reljefom nisu povoljni za formiranje zračnih masa. Isto tako, za postanak zračne mase najčešće nisu povoljne zone s konvergentnim strujanjem, jer tada postoji velik horizontalni gradijent temperature. U izvorišnom području zračna masa dobiva određena fizička svojstva turbulentnom izmjenom topline i vlage s podlogom te procesom grijanja i hlađenja radijacijom.

1.4.3.2. TRANSFORMIRANJE ZRAČNIH MASA.

Fizička svojstva zračnih masa i njihova geografska raspodjela iznimno su važne, jer one zapravo određuju tijek vremena na velikim prostranstvima, odnosno u zonama na kontaktu ili sukobu raznih zračnih masa. Upoznati klimu jednoga kraja znači zapravo upoznati svojstva zračnih masa pod čijim se utjecajem on nalazi. Zračne mase, koje pokreće mehanizam opće cirkulacije atmosfere, glavni su prenosioci energije iz nižih geografskih širina u više, ali je podjednako važna i njihova uloga prenositelja vodene pare. Mase zraka pokrenute iz izvorišnog područja prelaze preko prostranih krajeva, a da se relativno dugo njihova fizička svojstva bitno ne promijene. Gibanjem, odnosno promjenom geografskog položaja, zračna masa dolazi iz više geografske širine u nižu i obratno, ili se podloga nad koju dolazi bitno mijenja (s kopna dođe na more ili obratno). Tako zračna masa počinje polagano poprimati fizičke kvalitete nove prirodne sredine; počinje proces *transformiranja*[92] zračne mase, proces mijenjanja njezinih svojstava. Zato se analizom zračne mase nastoji utvrditi ne samo njezino izvorišno područje, nego i svi utjecaji koji su na nju djelovali na njezinu putu do analiziranog područja. Ukratko, treba utvrditi tok života zračne mase. Postoje dvije vrste izmjene zračnih masa;

a) *Termodinamičko transformiranje* zračne mase nastaje izmjenom topline između donjih slojeva zračne mase i podloge iznad koje se ona kreće. Brzina kojom se zračna masa transformira ovisi o prirodi podloge, o putanji zračne mase od izvorišnog do promatranog područja i o trajanju putovanja zračne mase. Ako zračna masa dolazi nad topliju podlogu, npr. ako s hladnoga kontinenta dođe nad toplo more (*A* na sl. 152.), ili ako zimi hladni kontinentski zrak iz viših geografskih širina krene u niže geografske širine, zrak se počinje zagrijavati; u donjim slojevima zračne mase počinje rasti temperatura. Vertikalni gradijent temperature postaje sve veći, zrak je sve labilniji. Posljedica labilnosti je razvoj konvekcijske naoblake. Najprije se počinju razvijati kumulusi, a zatim kumulonimbusi s jakim pljuskovima. S porastom temperature u donjim slojevima relativna vlaga opada, pa se ne može stvarati mnogo većih kapljica vode. Zbog toga je u takvoj zračnoj masi redovno dobra vidljivost; nju, osim toga, omogućuje i konvekcijsko i turbulentno prenošenje prizemnog zraka uvis, a suši zrak spušta se prema podlozi. Karakteristike hladne zračne mase jesu porast njezine temperature, povećanje vertikalnoga gradijenta temperature, sve veća labilnost, mahovitost vjetra, razvoj konvekcijskih oblaka, izmjenjivanje gustih tamnih oblaka i razvedravanja, pljuskovite padaline, tj. intenzitet im se naglo mijenja, vidljivost je dobra.

Potpuno je suprotno u zračnoj masi koja iz toplih niskih geografskih širina kreće u hladnije više geografske širine, ili kad zrak s toplijeg oceana dolazi na hladan kontinent (*B* na sl. 152.). U kontaktu s hladnom podlogom zrak se hladi (najviše u prizemnim slojevima, a manje u visini). Vertikalni gradijent temperature se smanjuje, pa zračna masa u donjim slojevima postaje sve stabilnija, nestaju uvjeti za razvoj termičke konvekcije. S padom temperature relativna vlaga raste, uvjeti za kondenzaciju sve su povoljniji, pa često nastaje magla ili stratus, a od padalina rosulja ili zrnasti snijeg. Glavne su karakteristike tople zračne mase: pad temperature u zračnoj masi, smanjivanje vertikalnoga gradijenta temperature, česta inverzija, porast stabilnosti, slaba vidljivost, velika relativna vlaga, pojava sumaglice, magle ili stratusa. Termodinamičko transformiranje zračne mase pojačava se s povećanjem vlage koja nastaje evaporacijom s podloge ili kapi kiše što pa-



Sl. 152. Glavne mogućnosti transformiranja zračnih masa (S. Petterssen, 1958.)

[92] lat. *trasformare* - preobraziti, pretvoriti

daju iz tople zračne mase koja se nalazi iznad hladne zračne mase (tj. iznad frontalne plohe). Latentna toplina koja se oslobodi kondenzacijom vodene pare bitno komplicira sve procese.

Na sl. 152. *C*, prikazana je transformacija tople zračne mase koja dolazi s toplog oceana na još topliji kontinent. To se događa npr. ljeti nad ugrijanom Europom, kad prodre zrak s Atlantskog oceana koji se ljeti ne može tako jako ugrijati kao kopno u Europi na istoj geografskoj širini. Zrak koji struji s oceana vrlo je vlažan, a naglim zagrijavanjem od toplije podloge i istodobnim prenošenjem vodene pare s podloge u veće visine nastaje nagla termička konvekcija i stvara se frontalna ploha između zračnih masa s oceana i iznad kopna. Tako nastaju kumulusi, koji često prelaze u kumulonimbuse (grmljavinske nepogode), obično na frontalnim plohama.

D na sl. 152. prikazuje četvrtu mogućnost transformiranja zračne mase, i to transformiranje toplog kontinentskog zraka nad hladnim oceanom (ili dijelu oceana gdje teče hladna morska struja). Turbulentnom izmjenom topline topli se zrak ohlađuje od hladne podloge, odnosno toplina iz kontinentskog zraka prelazi u hladniju vodu; tako se u početku topli kontinentski zrak sve više hladi i stabilizira, nestaje mogućnost za razvoj oblaka, a s druge strane, pad temperature u zraku uz hladnu površinu vode i slabljenje turbulentne difuzije vodene pare potiče povećanje relativne vlage, pa konačno nastaje magla ili stratus.

E na sl. 152. prikazuje obratnu i najkompleksniju situaciju. S toplog oceana daleko na pučini struji vlažni zrak prema obalnom pojasu u kojemu teče hladna morska struja. Turbulentnom izmjenom topline ohlađuju se donji slojevi toplog i vlažnog oceanskog zraka, relativna se vlaga povećava i na stanovitoj udaljenosti od obale snizi temperatura tako da nastaje magla (ili stratus). Budući da je opće strujanje s oceana na kopno, magla prelazi i na obalu, ali s udaljavanjem od izvora vlage nešto podalje od obale magla nestaje.

To je pet mogućnosti transformiranja zračnih masa, ali je u svim primjerima prikazana transformacija kontinentskog zraka nad oceanom ili obratno, oceanskog zraka nad kontinentom. Jednostavnom kombinacijom možemo lako otkriti i druge mogućnosti transformiranja zračnih masa, i to bilo nad prostranim oceanom (strujanje zraka s hladnog na topli ili s toplog na hladni dio nekog oceana), bilo na nekim velikim kontinentima (transformiranje toplog zraka nad hladnijim dijelom kontinenta, ili obratno, transformiranje hladnog zraka nad toplijim dijelom kontinenta), bilo pak još nekim kombinacijama strujanja s kontinenta na ocean ili obratno.

b) *Mehaničko transformiranje* zračne mase nastaje pod utjecajem turbulencije, a ona nastaje ili trenjem između zračne mase i podloge, ili vertikalnim miješanjem zraka termičkom turbulencijom. Tako se toplina i vodena para prenose visoko u troposferu. Vrlo su važna horizontalna konvergentna i divergentna strujanja, koja konačno uzrokuju uzlazna i silazna strujanja. Uzlazna strujanja povećavaju labilnost zračnih masa, a silazna strujanja povećavaju stabilnost zraka. Važnost je tih procesa baš u tome što je vrlo razvijena vertikalna komponenta.

1.4.3.3. KLASIFIKACIJA ZRAČNIH MASA.

Zračne mase (ili jednostavno »zrak«, npr. polarna zračna masa ili polarni zrak) mogu se klasificirati s više stajališta. Najčešće se upotrebljava: a) termodinamička klasifikacija zračnih masa i b) geografska klasifikacija zračnih masa.

Termodinamička klasifikacija zračnih masa temelji se na tome prelazi li toplina iz podloge na zračnu masu ili obratno, iz zračne mase na podlogu. Zračna masa koja je hladnija od podloge, tj. zračna masa koja se zagrijava od podloge, zove se *hladna zračna masa*. Zrak je dakle hladniji od podloge, odnosno hladniji od zraka koji je bio nad tom podlogom prije prodora toga novog zraka; za tu hladnu zračnu masu upotrebljava se oznaka *K*.

Ako toplina iz zračne mase prelazi u podlogu, tj. ako se podloga zagrijava od zračne mase, ona se zove *topla zračna masa*; zrak je topliji od podloge nad koju dolazi, odnosno topliji je od zraka koji se tu nalazio prije prodora nova zraka. Za tu toplu zračnu masu upotrebljava se oznaka *W*. Jasno je da termini »topao« i »hladan« imaju relativno značenje.

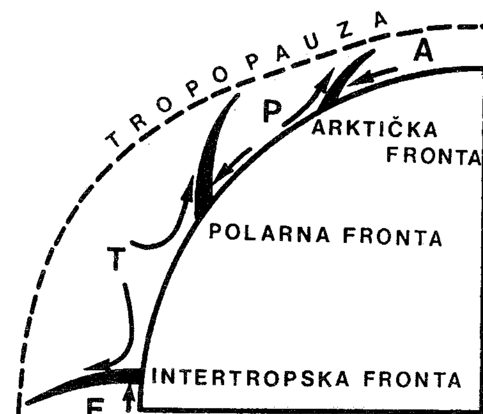
Geografska klasifikacija zračnih masa temelji se na geografskoj raspodjeli izvorišnih područja. Na toj se osnovi zračne mase dijele na:

a) arktičke zračne mase (A),
b) polarne zračne mase (P),
c) tropske zračne mase (T),
d) ekvatorske zračne mase (E).

Neki autori uzimaju da treba posebno izdvojiti monsunsku zračnu masu (M_H). Ekvatorske zračne mase nastaju u pojasu neposredno uz ekvator (sl. 153.), a u polarnim krajevima nastaju arktičke zračne mase; na južnoj hemisferi za njih se upotrebljava naziv antarktičke zračne mase (AA). Vrlo povoljni uvjeti za postanak zračnih masa postoje u višim geografskim širinama, pa tu nastaju polarne zračne mase, a u nižim geografskim širinama je izvorišno područje tropskih zračnih masa. Zato neki autori uzimaju da postoje zapravo samo dvije osnovne vrste zračnih masa, polarne i tropske, pa bi arktičke zračne mase bile samo modificiran, hladniji i suši polarni zrak, a ekvatorske zračne mase bile bi nestabilne tropske zračne mase. (Nazivi zračnih masa nose obilježje povijesnog razvoja meteorologije; stari su se termini zadržali usprkos činjenici što su kasnija istraživanja produbila znanje o zračnim masama. Tako polarni zrak, ili polarne zračne mase, nastaju u umjerenim širinama, pa bi polarni zrak ispravnije trebalo zvati *zračnim masama umjerenih širina*. Sjevernije od nje nastaje arktički zrak, koji bi ispravnije trebalo zvati polarnim zrakom. Isto tako, izvorišna su područja tropskog zraka u suptropskim širinama, pa bi tropske zračne mase ispravnije trebalo nazivati *suptropskima*.)

Geografska klasifikacija zračnih masa temelji se na još jednom kriteriju; fizička svojstva zraka bitno ovise o tome potječe li on s mora ili s kopna. *Kontinentske zračne mase* (oznaka za njih je *c*) potječu s kopna, a *oceanske* ili *maritimne zračne mase* (oznaka *m*) s oceana. Tako svaka zračna masa može biti oceanskog i kontinentskog postanka, pa postoje kontinentske i maritimne arktičke zračne mase, cA i mA, kontinentski i maritimni polarni zrak, cP i mP, kontinentski i maritimni tropski zrak, cT i mT. Kontinentske su mase suhe, a maritimne vlažne. Ako kontinentski zrak dođe nad morsku površinu, upija vlagu, pa se postupno potpuno transformira u maritimnu zračnu masu. Mnogo je sporiji proces transformiranja maritimne zračne mase u kontinentsku.

Uzmemo li u obzir sve što je rečeno o svojstvima zračnih masa, proizlazi da bismo neke zračne mase mogli simbolički ovako prikazati. Polarne zračne mase P mogu biti maritimne, mP, i kontinentske, cP. Međutim, maritimna polarna zračna masa mP može biti hladna K i topla W. Prema tome postoji: mPK i mPW (hladna maritimna polarna zračna masa i topla maritimna polarna zračna masa). Slično tome, kontinentska polarna zračna masa, cP, može biti topla i hladna, pa imamo cPW i cPK. Tako možemo simbolički prikazati i tropske zračne mase, mTK i mTW te cTK i cTW kao i druge zračne mase, osim ekvatorske koja je uvijek topla.



Sl. 153. Shematska raspodjela klimatskih frontalnih ploha i zračnih masa na sjevernoj hemisferi (S. Petterssen, 1958; modificirano)

Ako je zračna masa *stabilna*, ona zaobilazi visoku planinsku barijeru, a ako je *labilna*, manji dio zraka zaobilazi barijeru, a veći se dio izdiže preko nje, nastaje kondenzacija, a efekt izdizanja osjeti se visoko, i po nekoliko puta više od visine zapreke.

1.4.3.4. FRONTALNE PLOHE I FRONTE.

U zračnim masama vrijeme je u prostranim područjima u biti jednoliko, tj. horizontalne promjene temperature, tlaka, vlage itd. relativno su malene. Međutim, strujanja su tj. raspodjela tlaka u atmosferi, takva da u mnogim dijelovima svijeta razne zračne mase dolaze u direktan kontakt. Budući da su zračne mase relativno postojane, one se ne miješaju slobodno i bez posljedica; između dviju zračnih masa nastaje frontalna zona široka oko 100 km, u kojoj se prelazi iz jedne zračne mase u drugu. Frontalna zona može se širiti (kontrasti između zračnih masa se smanjuju) ili sužavati (kontrasti između zračnih masa se povećavaju). Tako sužena frontalna zona (na oko 10 km debeo sloj) zove se *frontalna ploha* (sl. 154.) ili ploha diskontinuiteta, jer svojstva jedne zračne mase brzo, skokovito prelaze u svojstva druge zračne mase. Tako na frontalnoj plohi postoji velik horizontalni gradijent temperature i nagla promjena vlage zraka, smjera vjetra itd. Presjek frontalne zone ili frontalne plohe s površinom Zemlje zove se *fronta*[93]. Na frontalnoj plohi otpočinje dizanje i adijabatičko hlađenje zraka, odnosno kondenzacija, pa frontalne plohe redovno prate sistemi oblaka. Prijelaz fronte preko nekog područja praćen je intenzivnim promjenama vremena, a zbog smjene zračnih masa nastaju i nagle i jake promjene temperature, padalina, tlaka, vjetra itd.

Da bi nastala frontalna ploha (proces nastanka frontalnih ploha zove se *frontogeneza*[94], a područja u kojima one nastaju nazivaju se *frontogenetskim područjima*), moraju postojati:

a) dvije zračne mase s izrazitim temperaturnim kontrastima; to je lako moguće u višim geografskim širinama. Uz ekvator se taj uvjet teško može ispuni-

[93] lat. *frons* - čelo

[94] lat. *frons* - čelo; otuda fronta; grč. *genesis* - postanak, rođenje

ti, odnosno temperaturne su razlike obično minimalne, i

b) atmosfersko strujanje treba biti konvergentno, tj. najpovoljnije je ako nastane protusmjerno strujanje zraka u zračnim masama u blizini frontalne plohe. Prema tim uvjetima, na Zemlji postoje sljedeće frontalne plohe koje odvajaju četiri vrste zračnih masa (sl. 153.):

– između arktičkog i polarnog zraka nalazi se *arktička fronta* (AF), odnosno između antarktičkog i polarnog zraka je *antarktička fronta* (AAF);

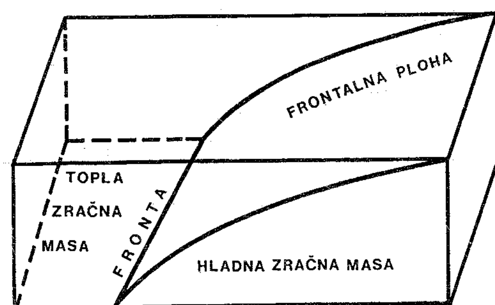
– između polarnog i tropskog zraka je *polarna fronta* (PF), a

– na sukobu tropskog i ekvatorskog zraka su intertropska fronta (IF), tropska fronta (TF), *ekvatorska fronta* (EF), intertropska konvergencija (ITC) ili intertropska zona konvergencije (ITCZ).

Sve navedene fronte, do kojih se došlo generaliziranjem, i koje označavaju njihov srednji položaj u stanovitom duljem razdoblju, često se ispravnije nazivaju *klimatskim frontama*. Tako se upućuje na razliku između njih i frontalnih ploha ili fronta na sinoptičkim kartama, koje prikazuju trenutno stanje u atmosferi.

U višim geografskim širinama fronte su uglavnom vrlo izrazite jer su razlike u temperaturi i gustoći vrlo velike. S prelaskom fronte preko nekog područja mijenja se smjer vjetra i više-manje se pravilno izmjenjuju razni rodovi oblaka. U tropima su razlike obično mnogo manje, pa je identificiranje fronta vrlo teško, jer se smjer vjetra neprestano mijenja, isto tako i naoblaka, usprkos malenim temperaturnim razlikama između zračnih masa. Frontalne plohe mogu često postojati sve do gornje granice troposfere, ali najčešće imaju manje dimenzije.

Fronte nisu neprekinute crte (plohe) koje opasuju cijelu Zemlju. U područjima s malenim temperaturnim razlikama i divergentnim strujanjem one iščezavaju. Budući da se u nekim dijelovima svijeta zračne mase češće sukobljuju i u tim su krajevima temperaturne razlike i razlike u smjeru strujanja zraka najveće, postoje određeni dijelovi svijeta gdje su fronte izrazitije i gdje se češće pojavljuju nego u drugim krajevima. Fronte se sezonski pomiču (kao i zračne mase) paralelno s prividnim gibanjem sunca, tj. zimi se pomiču prema ekvatoru, a ljeti prema polovima.

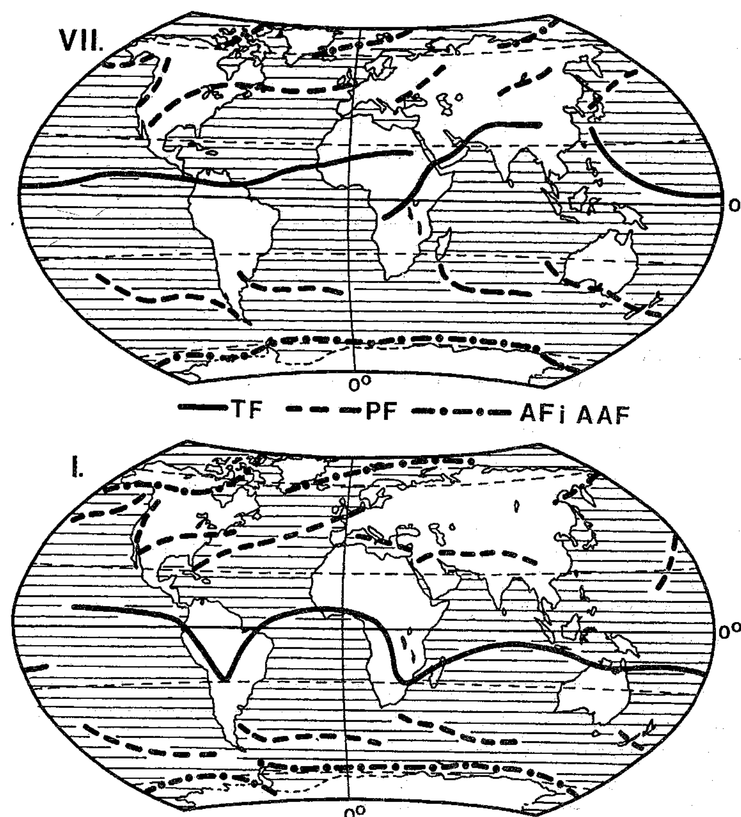


Sl. 154. Shematski prikaz dodira dviju zračnih masa; vertikalno je mjerilo mnogo krupnije od horizontalnoga (G. Trewartha, 1954.)

1.4.3.5. **GEOGRAFSKA RASPODJELA ZRAČNIH MASA I KLIMATSKIH FRONTALNIH PLOHA.** Iako će i ovaj prikaz biti vrlo shematičan, geografska raspodjela zračnih masa i fronti, čak i tako prikazana, već je ozbiljan napredak prema upoznavanju stvarnog stanja na Zemlji (sl. 155.). Budući da odvajanje zračnih masa od klimatskih fronti nije moguće, niti bi imalo smisla, njih ćemo prikazati zajednički. Područje koje zahvaća neka zračna masa neprekidno se mijenja, pa izvorišna područja nisu strogo definirana; i tu je prikazan njihov prosječni položaj i veličina, jer se svaka zračna masa može vrlo udaljiti od svoga izvorišnog područja. Postoji više-manje pravilno povećanje ili smanjenje površine koju zahvaća neka zračna masa u zimskom i ljetnom dijelu godine, a vrijedi pravilo da se zračne mase u određenoj mjeri pomiču u meridijanskom smjeru paralelno s prividnim gibanjem sunca, i da se površina pod njezinim utjecajem mijenja.

Budući da je Antarktički ledeni pokrov mnogo veći od Grenlandskoga ledenog pokrova i uvijek zaleđenog mora u centralnom Arktiku te da je Antarktik mnogo hladniji od Arktika, logična je posljedica da antarktičke zračne mase prekrivaju veću površinu nego arktičke. Relativno pravilan oblik Antarktičkoga ledenoga pokrova i jednoličnija raspodjela temperature oko njega nego u Arktiku odražavaju se u najsjevernijem i najjužnijem pružanju antarktičke i arktičke fronte. Očito je da su te razlike na Antarktiku malene, a velike se razlike mogu opaziti u Arktiku (te su razlike tako velike da neki autori – suprotno predočenom prikazu – uzimaju da arktičke zračne mase i arktičke fronte nestaju ljeti). Geografski je zanimljivo upozoriti na činjenicu da »spuštanje« arktičke fronte zimi nije svagdje jednako. Naime, antarktička je fronta zimi kontinuirana, tj. opasuje čitav Antarktik, a prekida se ljeti samo u sektoru između Južne Amerike i Antarktika, a arktička fronta ni zimi ni ljeti nije kontinuirana. Sastoji se zapravo od dviju oceanskih i dviju kontinentskih grana.

Kanadska arktička fronta je na krajnjem sjeveru Sjeverne Amerike; u siječnju u zavjetrini Stjenjaka



Sl. 155. Srednji položaj arktičke (AF) i antarktičke fronte (AAF), polarne fronte (PF) i tropske fronte (TF) u srpnju i siječnju, te srednje rasprostranjenje zračnih masa između njih ljeti i zimi (S. P. Hromov; izvor: B. P. Alissow i dr., 1956. i L. Weickmann; izvor: G. H. Liljequist, 1974.)

često prodire daleko na jug, iako se u prosjeku pruža od Aljaske do Hudsonova zaljeva.

Atlantska arktička fronta pruža se pred istočnom obalom Grenlanda preko otočja Svalbard do duboko u centralni Arktik.

Dalje na istoku uzima se da postoji *azijska arktička fronta*, a bila bi nastavak atlantske arktičke fronte.

Pacifička arktička fronta zimi se pruža od Ohotskog mora preko aleutskog minimuma na južnu Aljasku, a ljeti se povlači na sjever, pa se u prosjeku pruža od Čukotskog mora do sjeverne Aljaske.

Klimatski je vrlo važna činjenica da se arktička fronta nad Sjevernom Amerikom i Azijom češće i dublje »zalijeće« na jug nego u sektoru između Grenlanda i Skandinavije. Očito je riječ o termičkom utjecaju toploga sjevernog Atlantika i o utjecaju pretežno zapadnog strujanja u istočnom Atlantiku, a nad Sjevernom Amerikom i istočnom Azijom zimi prevladava strujanje iz sjevernoga kvadranta. To je srednji položaj, a u stvarnosti se, osobito u najhladnijem dijelu godine, i arktička i antarktička fronta u pojedinim sektorima »spuštaju« daleko prema ekvatoru donoseći »hladne valove«, usprkos modificiranju zračne mase na tom putu.

Izvorišno područje maritimnoga arktičkog zraka, mA, nalazi se između otočja Svalbard i Kanadskoga arktičkog otočja, a zahvaća i cijeli Grenland. To je vrlo hladan, stabilan i relativno vlažan zrak (relativno vlažan jer je vrlo hladan; međutim, specifična je vlaga malena). U Europu dolazi preko Norveškog mora i Skandinavije, ali se na tom putu donji slojevi nešto zagriju i navlaže pa postaje labilan. Može se razviti i konvekcijska naoblaka koja nestaje zadržavanjem zraka iznad kopna gdje se opet ohladi.

Kontinentski arktički zrak, cA nastaje iznad zaleđenoga Sjevernoga ledenog mora, Karskog i Barentsova mora te tundre sjevernog dijela Rusije. I to je vrlo hladan, suh i stabilan zrak. Na putu do srednje Europe nešto se ugrije, ali ipak dolazi kao vrlo hladan zrak u usporedbi s temperaturom zraka u krajevima u koje dolazi; tako u Europi nastaju izuzetno hladni valovi.

U umjerenim geografskim širinama vrlo su važne polarne fronte i polarne zračne mase, tj. zračne

mase između polarne fronte na ekvatorskoj strani njihova pojasa i arktičke, odnosno antarktičke fronte na polarnoj strani. Analizom sl. 155. možemo otkriti neke pravilnosti. Polarna fronta nije kontinuirana fronta koja bi opasavala cijelu Zemlju, nego se prekida, »cijepa« u pojedine dijelove, koji se često nazivaju granama. Ipak, te su grane bliže jedna drugoj, i pravilnije se pružaju (gotovo od zapada prema istoku) na južnoj nego na sjevernoj hemisferi. (Na južnoj se hemisferi grane polarne fronte nalaze na južnoj periferiji svakoga od maksimuma tlaka, južnopacifičkoga, južnoatlantskoga i južnoindijskoga). Konačni uzrok znamo – jednolika, golema oceanska površina na južnoj hemisferi te postojanje kontinenata na sjevernoj hemisferi.

Sljedeće pravilo bilo bi meridionalno migriranje pojedinih grana polarne fronte. One se ljeti povlače prema polu, a zimi se spuštaju prema ekvatoru, ali opet ne jednako u svim dijelovima svijeta. To je migriranje izrazitije nad kontinentima nego nad oceanima. Polarna fronta osobito se jako spušta prema ekvatoru nad sjevernoameričkim kontinentom i nad istočnom Azijom, te nad zapadnim dijelom sjevernoga Pacifika, a u vezi je s već poznatim zimskim strujanjima pretežno iz sjevernoga kvadranta. Pojedine su grane polarne fronte klimatski i sinoptički vrlo važne, pa su dobile i posebne nazive.

Atlantska polarna fronta zimi se u prosjeku pruža od Floride do Biskajskog zaljeva i Skandinavije, a ljeti od podnožja Stjenjaka preko Newfoundlanda do zapadne Europe i Skandinavije. Nastaje između tropskog zraka iz azorskog maksimuma i maritimnoga polarnog zraka iz islandskog minimuma, odnosno kontinentskoga polarnog zraka iz kanadskog maksimuma. Atlantska polarna fronta ljeti se povlači na sjever, ali ne u čitavom svom području za isti iznos, nego to više vrijedi za zapadni dio u blizini sjevernoameričkoga kopna, a u sjeveroistočnom Atlantiku je meridionalno migriranje znatno slabije. Lokacija atlantske polarne fronte i njezina aktivnost u tijeku cijele godine, svakako nije slučajna. Sjeverno od nje postoji stalno pritjecanje hladnog zraka s najhladnijeg sjevera Sjeverne Amerike i južnoga Grenlanda, suprotno tome južno od nje nalazi se stalno toplo more s kojega dolazi topli i vlažni zrak.

U hladnom dijelu godine Sredozemno more mnogo je toplije od europskoga kopna sjeverno od njega, pa zimi nad Sredozemnim morem nastaje *sredozemna* ili *mediteranska polarna fronta* između polarnog zraka sjeverno od nje (cP i mP) i tropskog zraka južno od nje, čije je izvorišno područje u sjevernoj Africi.

U široj obalnoj zoni Indijskog oceana nastaje jedna druga grana polarne fronte od Arabije do Burme. To je *iranska polarna fronta*. Ona nastaje između cP zraka iznad Azije i cT zraka iznad Arabije, ili je pak posljedica sukoba azijskoga cP zraka i mT zraka iz Mediterana i Indijskog oceana. Ona donosi zimske kiše (u visokim planinama snijeg) tom inače aridnom prostoru.

U sjevernom Pacifiku postoji *pacifička polarna fronta*. Ljeti se povlači daleko na sjever.

Sredozemna polarna fronta ljeti posve nestaje, a ljeti je za istočnu Europu vrlo važna *istočnoeuropska polarna fronta* koja nastaje na kontaktu cP i cT zraka, a u prosjeku se nalazi u Povolžju do Crnog mora.

U istočnoj i srednjoj Aziji postoje dvije grane polarne fronte koje su vrlo važne za te dijelove svijeta; ona zapadnija je *mongolska polarna fronta*, a ona istočnija je *pacifička polarna fronta*. One donose ljetne padaline, a bitne su za monsunsku cirkulaciju u tom dijelu svijeta. (Pojedine grane polarne fronte mogu se povremeno spustiti daleko prema ekvatoru, ili se pak povući prema polu, daleko od svoga srednjeg položaja.)

Iz sezonskih migracija pojedinih grana polarne fronte i poznavajući položaj arktičke i antarktičke fronte, može se načiniti geografska raspodjela polarnih zračnih masa. Sezonske se promjene mogu svesti na relativno jednostavno pravilo da se polarne zračne mase zimi spuštaju prema ekvatoru (a na »napušteno« područje dolazi arktički odnosno antarktički zrak) potiskujući pred sobom tropski zrak. Ljeti se pak povlače prema polu potiskujući arktički i antarktički zrak, a na "napušteno" područje prodire tropski zrak. Sezonske promjene u pojasu pod utjecajem polarnog zraka na južnoj hemisferi malene su i ne mogu se usporediti s promjenama na sjevernoj hemisferi, gdje u hladnom dijelu godine polarne zračne mase prodiru daleko na jug, a povećava se i područje koje je gotovo stalno pod njihovim utjecajem. Te su promjene izrazitije nad kontinentima nego nad oceanima; cP zrak zahvati zimi golema prostranstva Euroazije i Sjeverne Amerike. Prostor pod njegovim utjecajem ljeti se bitno smanji, a cijelo se izvorišno područje pomiče na sjever.

Maritimni polarni zrak, mP, nastaje u sjevernom Atlantiku i Pacifiku, a na južnoj hemisferi na golemim oceanskim prostranstvima u umjerenim širinama. Zimi taj zrak struji iz Kanade (gdje ima kontinentska obilježja) preko toploga sjevernog Atlantika, gdje se navlaži, a zatim preko Islanda i Velike Britanije dolazi u Europu. U zapadnu i srednju Europu dolazi glavnim zapadnim vjetrovima. Labilan je, pa u zapadnu Europu donosi kišu, a u srednju Europu snijeg. U toplom dijelu godine taj je zrak relativno hladan, svjež, i zagrijavanjem nad kopnom postaje labilan. Uz prodore tog zraka vezano je često neugodno, hladno, kišovito vrijeme u Europi u toplom dijelu godine te topli valovi u zimskoj polovici godine. Pod utjecajem tog zraka zapadna Europa ima izrazitu maritimnu klimu, a Europa kao cjelina klimatski je najugodniji kontinent.

Kontinentski polarni zrak, cP, nastaje nad Skandinavijom te unutrašnjim i sjevernim dijelovima Rusije. Taj zrak najčešće nastaje u zimskim anticiklonskim situacijama, kada strujanje iz sibirskog maksimuma zahvati sve krajeve do srednje Europe, a njegove se osobine pojačavaju s razvojem hladne anticiklone nad Skandinavijom i istočno od nje. To je suh i hladan zrak, pa se često ne razlikuje od cA zraka. Ljeti je, međutim, vrlo topao, pa se gotovo ne razlikuje od cT zraka.

Dalje prema ekvatoru, između polarne fronte na polarnoj periferiji i ekvatorske fronte nalaze se tropske zračne mase. Na objema hemisferama tropske zračne mase zahvaćaju veća prostranstva ljeti nego zimi. Postoji zatim izrazita migracija za suncem. Zimi se povlače prema ekvatoru (pa često prelaze i na drugu hemisferu), a ljeti prodiru u više geografske širine, te na njihovo mjesto uz ekvator dolaze ekvatorske zračne mase.

Maritimni tropski zrak, mT, nastaje u suptropskom dijelu Atlantskog oceana u području azorskog maksimuma, ali nerijetko i u Sredozemnome moru. U Europu dolazi s vjetrovima iz zapadnoga kvadranta. To je topao i stabilan zrak.

Kontinentski tropski zrak, cT, nastaje u suptropskim pustinjama sjeverne Afrike i jugozapadne Azije, a ljeti i nešto sjevernije, nad cijelim Sredozemljem i stepskom Euroazijom. U hladnom dijelu godine taj se zrak navlaži nad Sredozemljem, pa njegovim sjevernim obalama i unutrašnjosti donosi obilne padaline. Područje pod utjecajem maritimnoga tropskog zraka, mT, ljeti se veoma proširi u Pacifiku, Atlantiku i Sjevernoj Americi, a pojas cT zraka zimi zahvati čitav Mediteran i stepski dio Euroazije. Na južnoj hemisferi zimi se nad Australijom, južnom Afrikom i Južnom Amerikom razviju manja područja cT zraka, a područja pod utjecajem mT zraka bitno se mijenjaju.

Nešto više treba reći i o ekvatorskim zračnim masama i tropskoj fronti. Ekvatorska fronta (S. P. Hromov zove je tropska fronta) prelazi na ljetnu hemisferu u sklopu svoga godišnjega meridionalnog migriranja, ili se pak stalno nalazi na sjevernoj hemisferi, ali se mnogo više udaljuje od ekvatora nad kontinentima (Južna Amerika, Afrika, Azija) nego nad oceanima. Razlika između ljetnog i zimskog položaja ekvatorske fronte mnogo je veća nad kontinentima nego nad oceanima (Atlantikom i Pacifikom, ali ne i nad Indijskim oceanom!). Zatim, nad većim dijelom Pacifika i nad cijelim Atlantikom ekvatorska je fronta cijele godine na sjevernoj hemisferi (što H. Flohn objašnjava utjecajem hladnog Antarktika i maritimnosti južne hemisfere uopće, odnosno danas se općenito uzima da se ekvatorska fronta nalazi iznad najtoplijeg dijela oceana). Suprotno je nad kontinentima; sezonsko migriranje ekvatorske fronte vrlo je izrazito. Ona se nalazi na ljetnoj hemisferi, i to nad njezinim najtoplijim dijelom, tj. u biti se poklapa s termičkim ekvatorom! Dakle, raspodjela kopna i mora svojim utjecajem na raspodjelu temperature utječe i na lokaciju tropske fronte. Tako u Gvinejskom primorju Atlantski ocean »zadržava« ekvatorsku frontu nad zapadnoafričkim kopnom, tako da je i »zimi« ekvatorska fronta nad kopnom na sjevernoj hemisferi. To je zato što je zapadnoafričko kopno i »zimi« toplije od relativno hladnije vode u Gvinejskom zaljevu. Tako se utjecaj Bengvelske struje očituje i u lokaciji intertropske fronte, ali je važno i diferencirano zagrijavanje kopna i mora. Skretanjem obale na jug, odnosno prodiranjem afričkoga kopna u istom smjeru, kopno potiskuje ekvatorsku frontu na južnu hemisferu.

Poseban je i u životu izuzetno važan položaj ekvatorske fronte u širem području Indijskog oceana. Modifikatorski utjecaj kontinenata tu je veći nego bilo gdje drugdje u tropima. Na sjeveru je golema Azija, na zapadu topla i relativno visoka Afrika, a utjecaj Australije relativno je manji, u skladu je s njezinom veličinom, i ne može se odvojiti od utjecaja jugoistočne Azije. I tako u području Indijskog oceana postoji vrlo izrazita migracija ekvatorske fronte s jedne hemisfere na drugu. (Ekvatorska fronta u srpnju na sl. 155. u istočnoj Aziji je prekinuta, a vidjet ćemo da se nastavlja preko južne Kine na Tihi ocean.)

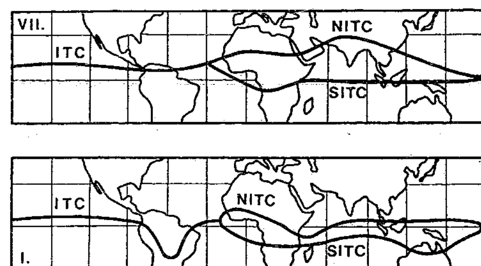
Još ćemo jednom pogledati sl. 155. Iz te sheme mogli bismo zaključiti da se ekvatorske zračne mase nalaze između dviju intertropskih (tropskih ili ekvatorskih) fronti, jedne na sjevernoj, a druge na južnoj hemisferi. U nizu radova je H. Flohn, a drugi autori fragmentarno i prije njega, pokazao da se ne može dati neka opća shema za Zemlju kao cjelinu, nego moraju postojati dvije sheme: a) raspodjela ekvatorske zračne mase i intertropske fronte nad prostranim oceanima i b) raspodjela ekvatorske zračne mase i intertropske fronte nad kontinentima (odnosno dijelovima oceana koji se nalaze pod njihovim modifikatorskim utjecajem).

Nad prostranim oceanskim prostranstvima, kao što je veći dio Pacifika i Atlantika, pasati s obje hemisfere mogu konvergirati, mogu dolaziti u direktan kontakt, pa među njima nastaje intertropska

konvergencija (ili intertropska zona konvergencije), koja odvaja nešto hladniji pasat (mT zračnu masu) sa zimske hemisfere od nešto toplijeg pasata (opet mT zračna masa) koji dolazi s ljetne hemisfere (sl. 147.). Pasati s obje hemisfere nad oceanom dolaze u direktan kontakt, pa između njih ne bi postojala ekvatorska zračna masa, nego bi to bio maritimni tropski zrak s obje hemisfere, koji se navlažio i postao vrlo labilan. (Nad oceanskim prostranstvima ne bi postojale ekvatorske zračne mase između dviju intertropskih frontalnih ploha.)

Sasvim je drukčije nad kontinentima i nad Indijskim oceanom; nad njima prema Flohnu (sl. 147.) – nema konvergencije pasata s obje hemisfere (poslije ćemo vidjeti da se ipak dopušta mogućnost prijelaza pasata s jedne hemisfere na drugu čak i u velikim razmjerima), tj. tropske zračne mase, odnosno pasati s obje hemisfere ne dotiču se izravno, nego se između njih stvara pojas s pretežno zapadnim strujanjem zraka. Na granici tog pojasa ekvatorskoga zapadnog vjetra i sjeveroistočnog pasata sa sjeverne hemisfere nastaje sjeverna intertropska konvergencija (NITC; sl. 156.), a na granici pojasa ekvatorskoga zapadnog vjetra i jugoistočnog pasata s južne hemisfere nastaje južna intertropska konvergencija (SITC). Sjeverna i južna intertropska konvergencija sezonski migriraju jer se i pojas ekvatorskoga zapadnog vjetra između njih povlači za suncem na ljetnu hemisferu.

Na sl. 156. prikazan je srednji položaj intertropske konvergencije prema različitim autorima, uzimajući u obzir da postoji bitna razlika između područja od Gvinejskog zaljeva do zapadnoga Pacifika i ostalog dijela tropa. Od Gvinejskog zaljeva preko Afrike i Indijskog oceana do zapadnoga Pacifika intertropska konvergencija cijepa se na dvije grane – sjevernu (NITC) i južnu (SITC), između kojih se nalazi ekvatorska zračna masa s ekvatorskim zapadnim vjetrom. Zona pod utjecajem ekvatorske zračne mase veća je u srpnju (kad se pomiče na sjevernu hemisferu) nego u siječnju (kad se povlači na maritimnu južnu hemisferu). Na sl. 156. prikazana je zapravo sinteza dvaju gledanja na ITC; jedno je da je ona zona koja se u prosjeku može identificirati na cijelom opsegu oko Zemlje i drugo, da se ona od Gvinejskog zaljeva preko Indijskog oceana do zapadnoga Pacifika cijepa na dvije grane, sjevernu i južnu ITC, sa zapadnim vjetrom između njih. (Na ovome je mjestu potrebno upozoriti na terminološke teškoće. H. Flohn uzima da se ITC cijepa na sjevernu i južnu intertropsku konvergenciju, NITC i SITC. Obje grane on naziva intertropskom konvergencijom iako to ne odgovara definiciji da je intertropska konvergencija zona na sutoku pa-

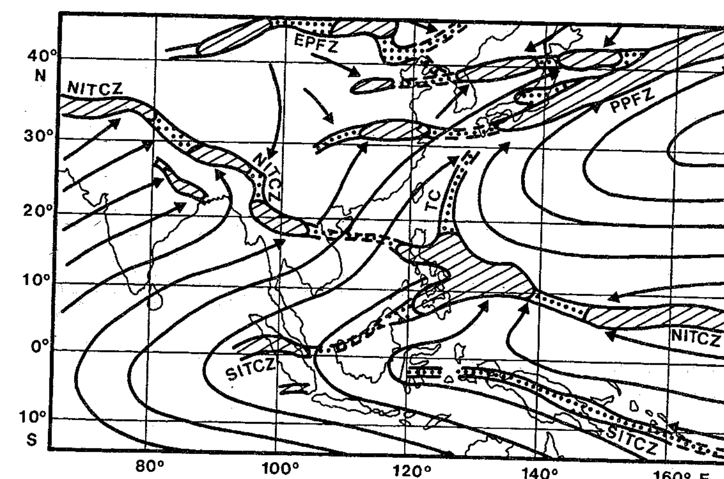


Sl. 156. Srednji položaj intertropske konvergencije u srpnju i siječnju (H. Flohn, 1951.)

sata s obiju hemisfera. Prema Flohnovoj shemi proizlazi da je sjeverna intertropska konvergencija zona sutoka sjeveroistočnog pasata i ekvatorskoga zapadnog vjetra, a južna intertropska konvergencija zona sutoka ekvatorskoga zapadnog vjetra i jugoistočnog pasata s južne hemisfere. Prema Flohnu bi ITC bila zona konvergencije pasata s obje hemisfere samo na oceanskim prostranstvima Atlantskog i Tihog oceana te u Južnoj Americi.)

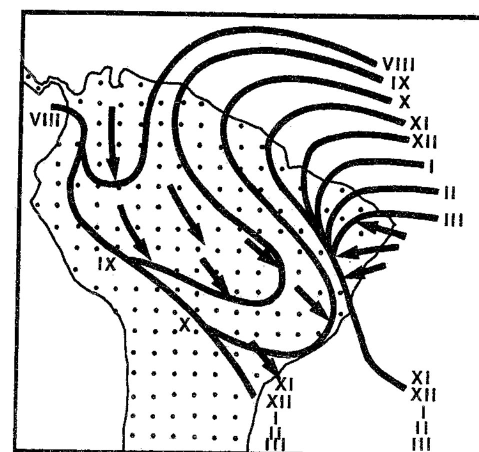
Već od samog početka proučavanja intertropske konvergencije najveće su teškoće bile u jugoistočnoj Aziji. Teškoći identificiranja intertropske konvergencije uopće u tom su se prostoru pridružila još dva faktora: polarna fronta u istočnoj Aziji i strujanje zraka iz sjevernopacifičkog maksimuma na kopno u istočnoj Aziji. Zato su razni autori najrazličitije povlačili granicu intertropske konvergencije u tom prostoru između Južnokineskog mora i Koreje i Mandžurije, ali treba također spomenuti da su se za istu frontu primjenjivali različiti nazivi, polazeći od ekstrema da ono što je jedan nazivao polarnom frontom drugi nazivaju intertropskom frontom ili konvergencijom. Ipak, bitna razilaženja nisu postojala kad je riječ bila o zimskoj situaciji. Problem je bio, i dalje je ostao, položaj ITC-a ljeti, osobito situacija u srpnju.

Čini se da se rješenju ovog problema najviše približio M. M. Yoshino (1969.), polazeći od bitnoga faktora, od odnosa temperature morske vode i položaja fronte u tom problematičnom prostoru (sl. 157.). Nije bitna samo temperatura površinske vode, nego je odlučujuće gdje je i koliko je površina oceana toplija od zraka iznad nje, iako je riječ o ljetnome mjesecu. On je utvrdio da je morska voda u srpnju za 1–3 °C toplija od zraka iznad nje istočno od Filipina, za 1–3 °C toplija od zraka sjeveroistočno od Tajvana i za 1–4 °C toplija od zraka istočno od Hokkaida. Tako se na sl. 157. vidi da intertropska konvergencija iznad topla mora istočno od Filipina (kao nastavak ITC-a s Pacifika dalje na istoku) skreće na sjever do tajvanske konvergencije koja se



Sl. 157. Srednji položaj frontalnih zona u srpnju na visini oko 1,5 km u dijelu Azije; EPFZ, euroazijska polarna frontalna zona; PPFZ, pacifička polarna frontalna zona; TC, tajvanska konvergencija (M. M. Yoshino, 1969.)

razvija nad toplim morem sjeveroistočno od tog otoka, a od čvorišta istočno od Filipina cijepa se na dvije grane; preko Luzona prelazi u Južnokinesko more (gdje se spaja sa ITC-om na kopnu), a južnije preko otoka Mindanao prelazi na sjeveroistok otoka Bornea, te dalje na Sumatru gdje se spaja s južnom intertropskom konvergencijom. Preko Hokkaida, Japanskog mora i sjeverne Kine prelazi pacifička grana polarne fronte, a nad kopnom je euroazijska grana polarne fronte. Sve su to prosječna stanja; u stvarnosti postoji osciliranje oko toga srednjeg položaja. (Iz svega toga moglo bi se zaključiti da tropsku frontu u srpnju na sl. 155. možemo kompletirati na sljedeći način: 1. tropsku frontu treba spojiti između Sudana i južne Arabije i 2. tropsku frontu u monsunskoj Aziji treba »spustiti« na jug do predgorja Himalaje i južne Kine, a odande je produžiti do njezine pacifičke grane.)



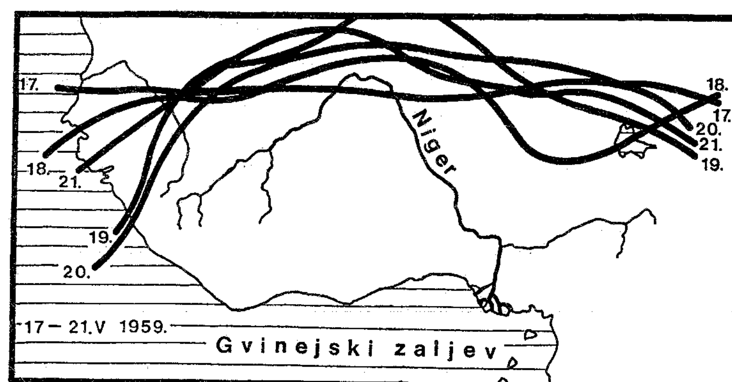
Sl. 158. Etape u prodiranju intertropske konvergencije prema jugu u Južnoj Americi (J. R. Coyle; izvor: G. Trewartha, 1962.)

Budući da ekvatorska fronta donosi kišu, razmotrit ćemo etape njezina prodora u Južnu Ameriku (sl. 158.). Vrlo je važan klinasti oblik Južne Amerike, njezino proširenje u tropima južno od ekvatora te jak utjecaj južnoatlantskog maksimuma u sjeveroistočnom Brazilu. U kolovozu se intertropska konvergencija nalazi na krajnjem sjeveru toga kontinenta.

Ljeto na sjevernoj hemisferi prestaje pa se azorski maksimum počinje postupno povlačiti na jug, tj. sjeveroistočni se pasat sve više približava ekvatoru, a s njim prodire na jug i ITC. Ali, to prodiranje ITC-a na jug nije jednostavno jer se južnoatlantski maksimum povlači na jugoistok relativno neznatno, tako da u sjeveroistočnom Brazilu i dalje često postoji anticiklonska raspodjela tlaka. Sjeveroistočni je Brazil vrlo efikasna barijera prodoru ITC-a na jug. Jasno se očituje i golem utjecaj Anda; one zadržavaju ITC tako da on u svim mjesecima prelazi istočnim podnožjem te visoke planinske barijere. Sjeveroistočni pasat sa sjeverne hemisfere prelazi ekvator, skreće ulijevo i postaje ekvatorski zapadni vjetar koji Amazoniji donosi obilne kiše.

Položaj intertropske konvergencije u Južnoj Americi, kako je dano na sl. 158., pokazuje prosječno stanje u svakome prikazanome mjesecu. ITC niti napreduje niti se povlači kontinuirano, nego je riječ o povremenim jačim ili slabijim »zaletima« i »povlačenjima« u kojima se tek u cjelini može očitovati opći trend. I pružanje ITC-a je generalizirano. To se lijepo može vidjeti na sl. 159., gdje je prikazana lokacija intertropske fronte u zapadnoj Africi u danima njezina nešto daljeg prodora na sjever (17.–21.





Sl. 159. Lokacija intertropske fronte u zapadnoj Africi (B. J. Garnier, 1967.)

V. 1959.) i u danima njezina najjužnijeg položaja (28. XII. 1955.–3. I. 1956.). Svakog dana intertropska konvergencija u nekom većem promatranom prostoru zapravo jako meandrira u skladu sa sinoptičkom situacijom. Nije riječ ni o kakvoj translaciji ITC-a, nego o vrlo kompliciranom prodiranju na sjever u jednom dijelu promatrana prostora i o povlačenju na jug u drugom dijelu. Očito je da je riječ o valnoj prirodi gibanja ITC-a kombiniranog s općim gibanjem na sjever ljeti i na jug zimi. Možemo zamisliti da se sve to može nastaviti na zapad i na istok.

1.5. VODA U ATMOSFERI

1.5.1. VODENA PARA

1.5.1.1. VAŽNOST VODENE PARE. U zraku se nalazi određena količina vodene pare; vodena para koja se nalazi u atmosferi naziva se vlagom zraka. Iako vodena para čini vrlo malen dio atmosferskih plinova, ona je za procese u atmosferi nerazmjerno važnija nego što bi to proizlazilo samo iz njezina kvantitativnog udjela. Ona je zapravo jedna od najvažnijih primjesa zraka, iako njezin relativni udio znatno varira i u vremenu i u prostoru. (Na $\varphi = 70°$ u zraku ima prosječno 0,2% vodene pare, na $\varphi = 50°$ 0,9%, a u vlažnim tropima 2,6%, ali često čak i do 4%.) Višestruka je uloga i važnost vodene pare u atmosferi:

a) o količini vodene pare u atmosferi ovisi vjerojatnost pojave padalina, tj. obilje vodene pare u zraku je – većinom, ali ne uvijek! – mjera na osnovi koje se mogu očekivati padaline;

b) vodena para vrlo efikasno apsorbira dugovalnu radijaciju Zemlje, pa količina vodene pare u zraku regulira intenzitet protuzračenja atmosfere s jedne strane, odnosno gubitak dugovalne radijacije u svemir s druge strane. Tako ona indirektno utječe na temperaturu zraka;

c) vodena para sadrži znatnu količinu latentne topline koja se kondenzacijom vodene pare oslobađa i tako na još jedan način utječe na tijek atmosferskih procesa.

Količina vodene pare u zraku jedan je od regulatora brzine isparavanja znoja iz ljudskog tijela, a time indirektno utječe na njegovu temperaturu; ona je jedan od faktora o kojemu ovisi čovjekova radna i intelektualna sposobnost.

Voda se pojavljuje u sva tri agregatna stanja. Teorijski, na temperaturi od 0 °C, ili niže, voda prelazi u kruto (ili kristalinično) agregatno stanje. Između temperature ledišta i vrelišta voda se nalazi i u plinovitu i u tekućem stanju, a iznad 100 °C sva prelazi u plinovito stanje. U stanovitim uvjetima voda može ostati u tekućem stanju i ispod 0 °C; to je tzv. *prehlađena* ili *pothlađena voda*. Vodene pare ima u zraku i pri temperaturi ispod ledišta. Promjene agregatnih stanja povezane su s energetskim promjenama. Prijelaz tekućine u kruto stanje općenito se naziva kristalizacijom, a prijelaz vode iz tekućeg stanja u kruto zove se smrzavanje ili zaleđivanje. Prijelaz leda u vodu zove se taljenje ili kopnjenje. Isparivanje ili evaporacija je prijelaz iz krutog ili tekućeg stanja u plinovito, a prijelaz vodene pare u tekuće stanje naziva se kondenzacija[95]. Po hladnijem vremenu pri temperaturi znatno nižoj od 0 °C čest je proces *sublimacije*, neposredni prijelaz iz plinovita stanja u kruto. Tako pothlađena vodena para neposredno prelazi u led. (Neki uzimaju da je obratan proces, tj. prijelaz krutog stanja u plinovito – koje smo naveli kao isparivanje – također sublimacija.)

Prelaženjem krutoga agregatnog stanja u tekuće stanje, ili prelaženjem krutog stanja u plinovito stanje, ili pak prelaženjem tekućeg stanja u plinovito stanje toplina se *troši* (to je toplina kopnjenja ili taljenja, odnosno toplina isparivanja). Obratno, prelaženjem iz plinovita stanja u tekuće ili kruto stanje ili pak iz tekućeg stanja u kruto stanje toplina se *oslobađa*. Za isparivanje vode troši se toplina (597 gcal/g vode, ili 2 514 J) koja je vezana u vodenoj pari. To je *latentna toplina evaporacije*. Ona se oslobađa kondenzacijom vodene pare (latentna toplina kondenzacije) i ulazi u atmosferske procese.

[95] lat. *condensare* – zgusnuti

Sublimacijom se *oslobađa* 80 gcal/g leda, ili 335 J, tj. ista količina topline koja je potrebna da se rastali 1 g leda.

1.5.1.2. EVAPORACIJA. Voda neprekidno isparava, evaporira sa svih površina gdje postoji i najmanja količina vode. (Pokatkad može biti i obratno, tj. gradijent vlage može biti usmjeren prema dolje, pa vodena para prelazi iz zraka u podlogu, tj. kondenzira se. To se događa npr. u maglovitoj noći kad se vodena para iz zraka kondenzira na tlu.) Vodena para postoji iznad vodenih površina (oceani, mora, jezera, rijeke, močvare), iznad leda i snijega, površine kopna i biljnog pokrova. Pod evaporacijom se misli na količinu isparene vode s neke površine, odnosno visina isparena vodenog sloja mjera je za veličinu evaporacije. Zato se evaporacija mjeri u milimetrima u određenom razdoblju. Brzina evaporacije ovisi o više faktora: ona ovisi o veličini površine tijela koje isparava, o temperaturi tijela koje isparava (viša temperatura – brža evaporacija), o količini vodene pare iznad površine tekućine koja isparava (suši zrak – brža evaporacija) o brzini vjetra iznad površine vode ili tla (jači vjetar – jača evaporacija), o tlaku zraka (niži tlak – brža evaporacija) i o količini padalina koja pada na tu površinu (više padalina – manja evaporacija). Evaporacija na kopnu će, osim toga, ovisiti i o reljefu, odnosno o položaju površine s koje voda isparava (jače isparivanje na prisojnoj nego na osojnoj padini), o blizini vode temeljnice (dublja voda temeljnica – slabija evaporacija), o biljnom pokrovu. Evaporacija se neprestano mijenja. Uglavnom 75–90% evaporacije otpada na dan, tj. na razdoblje od 6 do 18 h (jer je danju vjetar obično jači nego noću, danju je temperatura viša nego noću, danju je niža relativna vlaga nego noću, noću nema kratkovalne radijacije).

Funkcionalna veza među parametrima koji utječu na evaporaciju vrlo je zamršena, pa je do sada predložen niz empirijskih formula pomoću kojih se s većom ili manjom točnošću može izračunati evaporacija polazeći od poznatih veličina (meteorološki elementi). U stanovitim uvjetima evaporacija se može i izravno mjeriti instrumentima. Pri analizi raspodjele evaporacije na Zemlji najčešće se primjenjuje opća formula za izračunavanje evaporacije E

$$E = kv\,(e_w - e_d),$$

k = empirijska konstanta,
v = srednja brzina vjetra (cm s^{-1}) i
$e_w - e_d$ = razlika između tlaka zasićene vodene pare na temperaturi vodene površine i tlaka vodene pare u zraku.

Fiziološkim procesima biljke isparuju vodu koju korijenjem dobivaju iz tla; to se isparivanje zove transpiracija[96]. (Za sunčana dana stablo breze s oko 200 000 listova transpiracijom može izgubiti 60–70 l vode. S jednog hektara sastojine breze dnevno transpirira 47 t vode, bukove sastojine 38 t, smreke 43 t, običnog bora 23,5 t.) Evaporacija i transpiracija zajedno daju *evapotranspiraciju*. Donekle je važna potencijalna evapotranspiracija; to je moguće isparivanje sa stanovite površine i biljnog pokrova u postojećim klimatskim uvjetima pretpostavljajući da postoji neograničena količina vode koja može ispariti. Izražava se u milimetrima sloja isparene vode.

Znatna količina vode koja padne na biljke ispari s lišća i grana već u tijeku samog padanja kiše ili neposredno poslije nje. U kraju prekrivenom vegetacijom evaporacija se povećava, jer se površina isparivanja povećava za oko 20 puta. Treba dodati i obično isparivanje iz tla. Tako se veličina evapotranspiracije mijenja ovisno o biljnom pokrovu, ali je evaporacija različita u raznim biljnim formacijama. U tijeku godine s tropske prašume ispari sloj vode od 800 do 1 500 mm, sa savane od 1 200 do 1 400 mm, s pustinje od 100 mm, s južnoeuropske šume od 500 do 700 mm, sa srednjoeuropske šume od 370 do 450 mm, s mješovite šume od 400 mm, s četinarske šume od 200 do 300 mm, sa sibirske tajge od 50 do 100 mm. Zato je relativna vlaga nad biljnom površinom mnogo veća nego podalje od nje. (Čini se da je taj problem kompleksniji nego što se nekada mislilo. V. V. Rahmanov, 1967. god. navodi da se na temelju studije bilance vode riječnih bazena u području tropskih vazdazelenih prašuma pokazalo da evaporacija u prašumi nije veća nego npr. u savani. Uzrok je toga velika relativna vlaga u prašumama. U riječnim bazenima i tropskim prašumama u Gvinejskom primorju evaporacija se kreće od 700 do 1 135 mm, tj. u prosjeku 1 000 mm, ali to nije više nego u savanama i suhim listopadnim šumama u tropima. U savani s malo šume ispari 1 234 mm, a u savani s mjestimičnim galerijskim šumama 1 290 mm itd. Dakle, u Africi je dokazano da prašuma isparuje manje od suhih listopadnih šuma i savane. Godišnja evaporacija u Amazoniji iznosi, ovisno o upotrijebljenoj metodi, 450–650 mm. Evaporacija na ušću San Francisca iznosi 808 mm, Paraguaya pokraj Formose 829 mm, Parane pokraj Pasadosa 850 mm. Prema tome, evaporacija u bazenu Amazone u području ekvatorskih prašuma je 30-40% *manja* nego u bazenima drugih rijeka s listopadnim šumama i savanskim travama. Tako i u Južnoj Americi prašuma nije područje maksimalne evaporacije; ona je veća u drugim područjima gdje postoje povoljniji meteorološki uvjeti za evaporaciju. (Slično je utvrđeno i u tropskim šumama uz Mekong; srednja godišnja evaporacija iznosi 652 mm, a to nije više nego u susjednim područjima s drukčijim biljnim pokrovom, bez šume, ili djelomično pod šumom.) Djelovanjem drugih faktora, intenzitet je isparivanja iz samog tla u šumi smanjen, jer je u šumi niža temperatura tla nego na čistinama izvan šume. U šumi je veća relativna vlaga, a brzina vjetra je manja, što smanjuje brzinu evaporacije; šuma smanjuje direktnu evaporaciju iz tla, ali se jako ubrzava isparivanje vode s krošanja drveća, a transpiracija pridonosi većoj vlažnosti zraka (poznata je nepodnosiva relativna vlaga tropskih prašuma gdje cijelu noć, a nerijetko i danju, s drveća neprekidno kaplje voda, odnosno rosa).

Kruženje vode u prirodi je zamršen, vrlo kompleksan proces (tzv. hidrološki ciklus). Bilanca vode na površini Zemlje je jednostavna

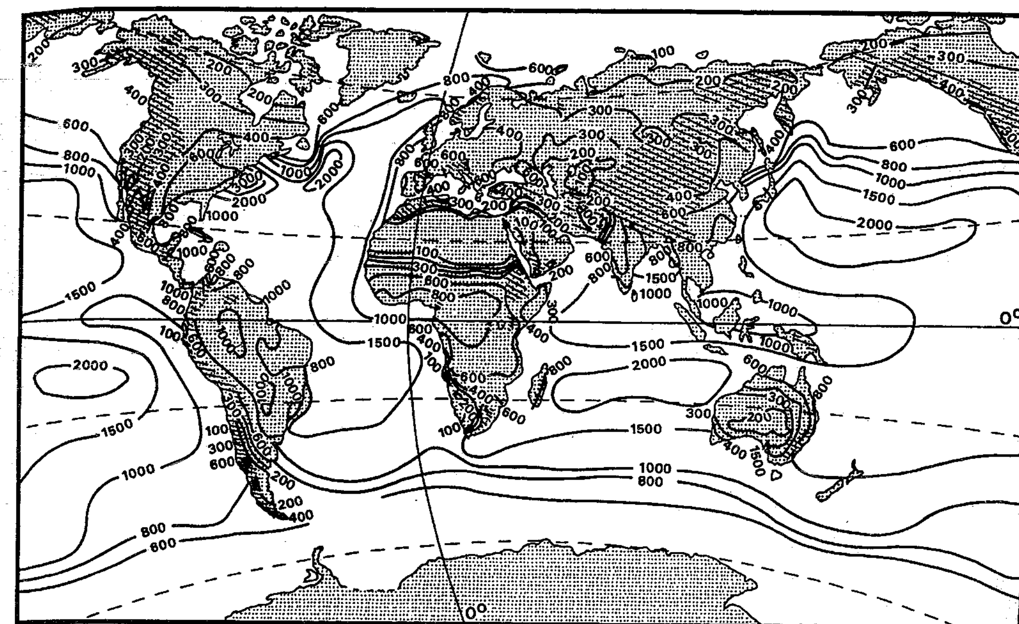
$$P = R + E,$$

P = padaline,
R = otjecanje vode površinskim tokovima i
E = evaporacija.

Međutim, ona je neizmjerno složenija kad se svaki od tih faktora rastavi na sastavne komponente. Mjerenjima se utvrdilo da je količina vode koja pada na kopno mnogo veća od vode koja rijekama dolazi u more. Okruglo, samo oko 1/4 vode koja padne na kopno rijekama se vrati u more, što znači da se 3/4 vode s tla, biljnog pokrova i vodenih površina na kopnu ispari natrag u atmosferu. Iz toga bi se moglo zaključiti da transport vode s oceana na kopno nije bitno važan za geografsku raspodjelu padalina. U stvarnosti nije tako, jer treba misliti na činjenicu da vjetrovi ne prenose vodenu paru samo s mora na kopno, nego i obratno, s kopna na more, pa najveći dio padalina koje padnu na kopno potječe s mora, a ne nastaje evaporacijom s kopna. Kontinentske zračne mase su kao neke nevidljive rijeke koje s kontinenata odnose golemu količinu vodene pare što se kondenzira nad oceanima.

U cjelini je evaporacija (sl. 160.), prirodno, znatno veća iznad oceana nego iznad kontinenata, jer u oceanima postoji praktički neograničena zaliha vode. Suprotno tome, zaliha vode na kopnu je ograničena, a u mnogim dijelovima kontinenata svedena je na minimum; zato je potrebno posebno promatrati evaporaciju nad morem, a posebno nad kopnom. Maksimalna evaporacija nad oceanima je u zonama najjačeg zagrijavanja, na oko 18° N i S. Tu je izražen utjecaj istodobnog djelovanja temperature i vjetra. Zone najjače evaporacije nad oceanima istodobno su pojasi pasata, koji prenose vodenu paru prema ekvatoru, pa ona »ne smeta« daljnjem isparivanju u području suptropskog visokog tlaka. Neposredno uz ekvator evaporacija nad oceanima je manja, jer je vjetrovitost slabija, velika je količina vodene pare stalno prisutna u zraku, pa ti faktori poništavaju utjecaj visoke temperature mora u ekvatorskom pojasu, a koja je viša nego u pojasu maksimalne evaporacije. Očito je da najtopliji dijelovi oceana nemaju i najveću evaporaciju. S porastom geografske širine evaporacija sa svjetskih mora vrlo naglo opada, prije svega zato što opada temperatura vode.

Najveće je područje vrlo jake evaporacije (više od 2 000 mm) tropski i suptropski Indijski ocean između Madagaskara i Australije. Slična se područja nalaze uz atlantsku obalu Sjeverne Amerike i u tropskom i suptropskom dijelu srednjeg i zapadnog Pacifika, te u tropskom dijelu južnog Pacifika. Ta područja maksimalne evaporacije nisu posljedica djelovanja istih faktora. U Pacifiku i Indijskom oceanu dominantno značenje ima zagrijavanje u području suptropskih anticiklona, ali južno od Japana i pred obalom sjeveroistočne Sjeverne Amerike najvažnija je cirkulacija zraka. Do vrlo jake evaporacije dolazi kad hladni i suhi kontinentski zrak puše preko tople vode koju donosi Golfska struja u Atlantiku i Kuro Shio u Pacifiku. (Tlak vodene pare u hladnom zraku iznad tople vode je malen, a zagrijavanjem od tople podloge i upijanjem vodene pare povećava se turbulentnost i konvekcija koje »odnose« vodenu paru u visinu i tako omogućuju neprekidno jaku evaporaciju.)



Sl. 160. Raspodjela godišnje evaporacije (mm); iscrtkana su područja iznad 1 500 m (Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva 1964.)

Ako i dalje analiziramo sl. 160., otkrit ćemo još neka pravila. Između izolinija 2 000 i 1 500 mm nalazi se najveći dio tropa i izvantropskih pojasa na obje hemisfere, ali u znatnom dijelu toplog Atlantika, zapadnoga Pacifika i Indijskog oceana evaporacija se smanjuje na 1 000 mm, ili čak i na manje od 1 000 mm (Indonezija, Gvinejski zaljev, pojas uz obalu zapadne i jugozapadne Afrike, široki pojas uz pacifičku obalu Južne Amerike). Tu djeluju dva faktora; neposredno uz ekvator vrlo vlažna atmosfera smanjuje evaporaciju, a drugdje to čini hladna voda (Bengvelska i Humboldtova struja). Tu bi zapravo trebalo reći da nije važan samo utjecaj hladnih morskih struja. U području suptropskih anticiklona vjetar (pasati) puše s hladnijeg mora na istočnoj periferiji suptropskih anticiklona prema toplijemu moru južno i zapadno od njih (sjeverno i zapadno na južnoj hemisferi).

Raspodjela izolinija na južnoj hemisferi u višim geografskim širinama pokazuje da bi se na homogenoj Zemlji izolinije evaporacije pružale zonalno, odnosno raspodjela kopna i mora je faktor koji naj-

[96] lat. *transpiratio* - isparivanje

više remeti takvu raspodjelu evaporacije. Više nego igdje drugdje u odgovarajućim geografskim širinama, u sjevernom Atlantiku vidi se kako je evaporacija velika nad toplim morem kad nad njim struji hladan i suh zrak iz sjevernoga kvadranta. Tako je u umjerenim i višim geografskim širinama na Pacifiku i osobito na Atlantiku evaporacija sve *manja* približavanjem američkom, odnosno europskom kopnu. Glavni zapadni vjetrovi se zadržavaju, tj. dugo pušu nad morem, zrak se zasiti vodenom parom, pa njegova moć daljnjeg primanja vodene pare opada s približavanjem obali, odnosno u istom smjeru opada evaporacija.

Sasvim je drukčija evaporacija nad većim dijelom kopna. Ekvatorski pojas, pojas s mnogo padalina i jakom evapotranspiracijom ima jaču evaporaciju nego ocean na istoj geografskoj širini, jer je temperatura na kopnu viša nego što je temperatura morske vode. Prema sjeveru i jugu, u tropima i suptropima, evaporacija nad kopnom naglo opada; to su područja suptropskog visokog tlaka, zone velikih pustinja, osobito na sjevernoj hemisferi. U svjetskom prosjeku te su veličine evaporacije ipak prilično velike jer tome pridonosi jaka evaporacija u monsunskoj Aziji i Srednjoj Americi. U umjerenim geografskim širinama evaporacija opet raste; maksimum na sjevernoj hemisferi je otprilike na 40°, a na južnoj hemisferi otprilike na 55°, jer se povećava humidnost i vjetrovitost u vezi s ciklonskom aktivnošću. U visokim geografskim širinama evaporacija opet naglo pada na minimalne vrijednosti; tu je limitirajući faktor stalno niska temperatura, a hladan zrak ne može sadržavati mnogo vodene pare.

1.5.1.3. **VLAGA ZRAKA.** Količina vodene pare u atmosferi vrlo je promjenljiva, ali pri određenoj temperaturi postoji maksimalna količina vodene pare koju može sadržavati određena količina zraka; faktori koji određuju maksimalnu količinu vodene pare u zraku su temperatura zraka i tlak vodene pare. Ako se u zraku nalazi maksimalna količina vodene pare, kaže se da je on zasićen. Tada bez promjene temperature i tlaka, određeni volumen zraka ne može sadržavati veću količinu vodene pare. Ako količina vodene pare u zraku prijeđe maksimalnu (a to se najčešće događa s padom temperature), tada se dio vodene pare kondenzira u kapljice vode ili sublimira u kristale leda. Količina vodene pare u atmosferi može se numerički odrediti na više načina.

Apsolutna vlaga (ili vlažnost) *a* je broj grama vodene pare u 1 m^3 zraka

$$a = 217 \frac{e}{T} \text{ g m-3}$$

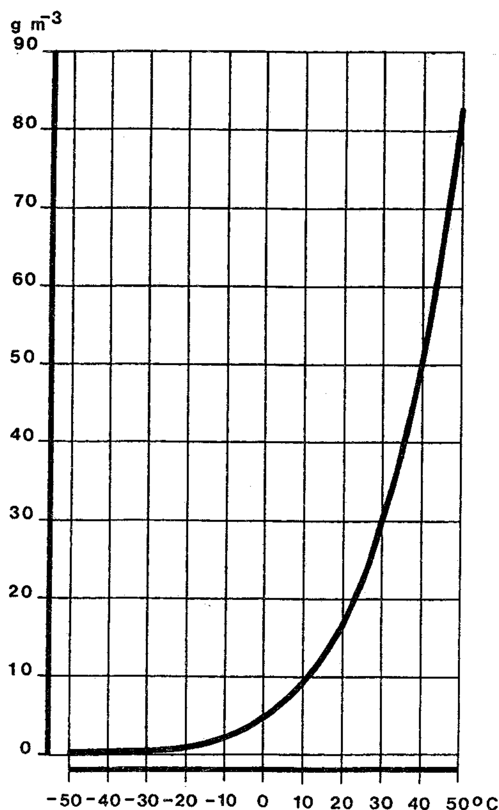
e = tlak vodene pare u hPa,
T = apsolutna temperatura; T = 273,2 + t °C.

Ako se *e* izrazi u mm Hg, onda je

$$a = 289 \frac{e}{T} \text{ g m}^{-3}.$$

Iz oblika krivulje (sl. 161.) vidi se da maksimalna količina vodene pare, izražena u gramima, koju može primiti 1 m^3 zraka ovisi o temperaturi, tj. s padom ili porastom temperature smanjuje se, odnosno povećava maksimalna količina vodene pare koju može sadržavati isti volumen zraka.

Odnos temperature i maksimalne apsolutne vlage nije linearan; s porastom temperature raste apsolutna maksimalna vlaga, pa npr. 1 m^3 zraka, ako se ugrije za 10 °C (sa 20 °C na 30 °C), može primiti mnogo više vodene pare nego kad se temperatura povisi sa 0 °C na 10 °C. (1 m^3 zraka zasićen vodenom parom može sadržavati pri –50 °C samo 0,19 g vodene pare, pri –20 °C 1,1 g vodene pare, pri 0 °C 4,8 g, pri 20 °C već 17,2 g, a pri 50 °C čak 83 g vodene pare.) To je jedan od razloga što su ljetni



Sl. 161. Funkcionalni odnos maksimalne apsolutne vlage i temperature zraka

prolomi oblaka i kiše u vlažnim tropima vrlo intenzivni. Jako zagrijani zrak može sadržavati veliku količinu vodene pare. Kiša može »lijevati kao iz kabla« samo u toplom dijelu godine, ili velika količina snijega može pasti samo pri relativno visokoj temperaturi, tek nešto nižoj od 0 °C. Obilnog snijega nema pri niskoj temperaturi.

Specifična vlaga s je broj grama vodene pare u 1 kg vlažna zraka

$$s = \frac{622\, e}{p - 0{,}378\, e},$$

p = tlak zraka,
e = tlak vodene pare.

Budući da vodena para dolazi u atmosferu s podloge, ona se turbulentnom difuzijom prenosi u više slojeve. Zato se u dnevnom prosjeku i nad površinama nad kojima ima dovoljno vode tlak vodene pare naglo povećava u sloju 50 cm iznad podloge, ili obratno, tlak vodene pare najveći je neposredno uz podlogu, naglo opada u donjih 50 cm, a iznad toga vrlo polagano. (U ovom razmatranju nećemo se obazirati na mogućnost obratne raspodjele vlage u zraku pri tlu, tj. u stanovitim uvjetima neposredno uz tlo može biti manje vodene pare nego u višem sloju zraka iznad njega; postoji mogućnost postanka inverzije. Tako nastaje tzv. suhi tip vertikalne raspodjele vodene pare za razliku od normalnog ili vlažnog tipa vertikalne raspodjele vodene pare.)

Maksimalni tlak vodene pare je funkcija temperature. Zato se godišnji hod tlaka vodene pare mora podudarati s godišnjim hodom temperature. Ekstremne vrijednosti tlaka vodene pare su u mjesecima s najnižom i najvišom temperaturom zraka. Iz funkcionalnog odnosa tlaka vodene pare i temperature slijedi logičan zaključak da tlak vodene pare na višim i hladnijim postajama mora biti sistematski niži, u svakome mjesecu niži nego u nižim postajama. Ali, mjesečne razlike između nizinskih i visinskih postaja nisu iste u svim mjesecima. Ta je razlika manja u zimskim, a veća u ljetnim mjesecima.

Relativna vlaga U je broj koji u postocima pokazuje odnos između količine vodene pare, koja stvarno postoji u zraku u određenom momentu, i maksimalne količine vodene pare koju bi zrak na toj temperaturi mogao primiti da bi bio zasićen. Isto tako možemo reći da je relativna vlaga odnos između stvarnog tlaka vodene pare *e* i maksimalnog tlaka vodene pare *E* koji je moguć pri toj temperaturi

$$U = \frac{e}{E}\, 100\%.$$

Relativna vlaga je izuzetno važna veličina jer pokazuje stupanj zasićenosti zraka vodenom parom.

(Primjer. Pri t = 30 °C 1 m^3 zraka može primiti maksimalno 30,3 g vodene pare. Ako u zraku izmjerimo upravo 30,3 g vodene pare, tj. ona je zasićena, onda je U = (30,3/30,3) · 100 = 100%. Ako utvrdimo da u zraku sa t = 30 °C ima samo 9,4 g vodene pare, onda je U = (9,4/30,3) · 100 = 31%. Ako bi se taj zrak ohladio na t = 10 °C, tj. sa 30 °C na 10 °C, kolika bi onda bila relativna vlaga? Pri t = 10 °C zrak može sadržavati maksimalno 9,4 g vodene pare. Prema tome, U = (9,4/9,4) · 100 = 100%. Zrak koji je s istom količinom vodene pare pri 30 °C vrlo suh, pri 10 °C je zasićen vodenom parom i ne može je više primiti.)

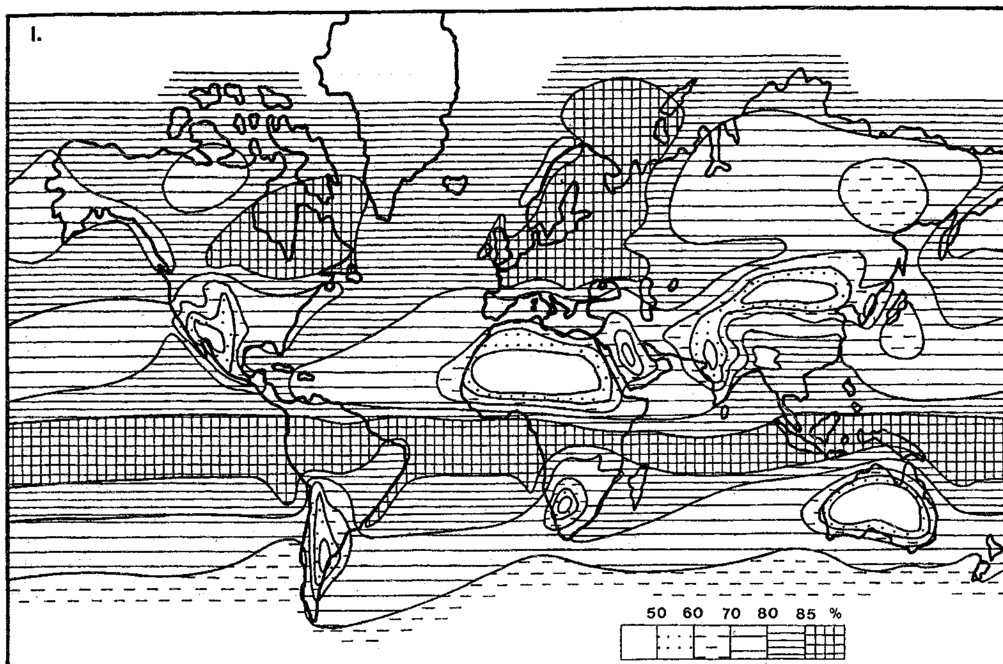
Taj odnos možemo postaviti i drukčije. Zrak sa t = 30 °C i U = 31% sadrži istu količinu vodene pare kao zrak sa t = 10 °C i U = 100%. Prema tome, relativno suh, ali topao zrak ne znači da mora imati malo vodene pare (u gramima u 1 m^3 zraka), isto kao što i vlažan, ali zato hladan zrak sadrži malo vodene pare. Sad nam je jasno zašto u saharskom zraku nerijetko ima više vodene pare (u gramima) nego u višim geografskim širinama s bujnim biljnim pokrovom, a ipak je Sahara – suha. (Poslije ćemo vidjeti da u suhim krajevima najčešće nema kiše zato što ne postoji mogućnost nagla hlađenja golemih masa zraka, a ne zato što u njima nema vodene pare.)

Relativna se vlaga mjeri higrometrom[97]; on se temelji na svojstvu ljudske vlasi da upija vodenu paru i da pritom mijenja svoju duljinu; dulja je kad je vlažna, a kraća kad je suha. Relativna vlaga može se kontinuirano bilježiti na traci; to se čini pomoću higrografa[98]. Za preciznije određivanje relativne vlage služimo se psihrometrom[99], tj. podacima o temperaturi suhog i vlažnog termometra, čiji je rezervoar žive omotan muselinom navlaženim destiliranom vodom, a umjetno se ventilira. Iz vrijednosti suhog i mokrog termometra u psihrometrijskim se tablicama očita tlak vodene pare i relativna vlaga.

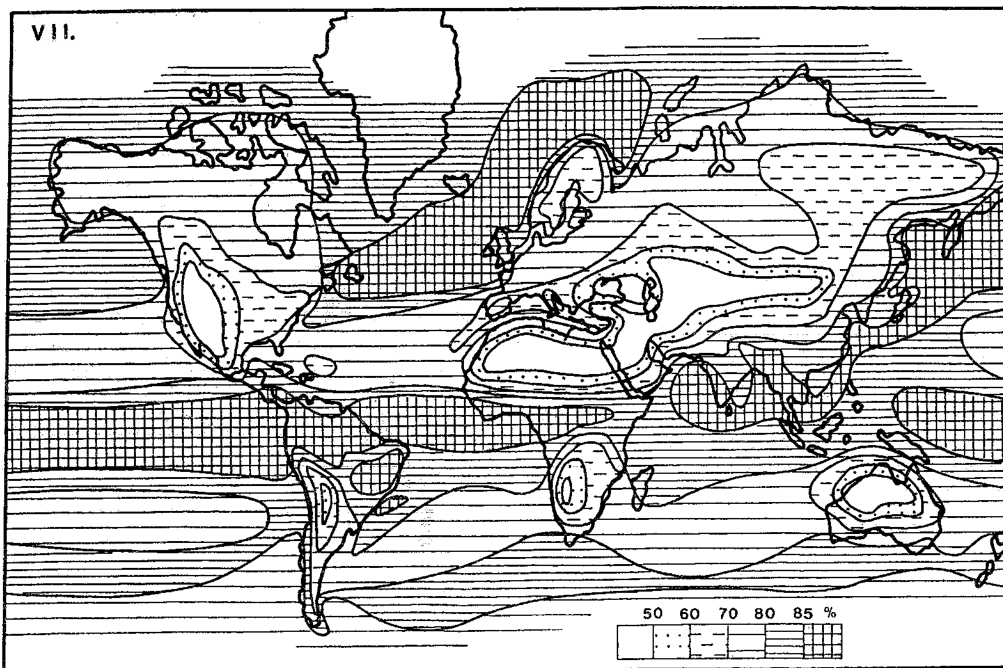
Ako je relativna vlaga 0%, znači da je zrak potpuno suh, a ako je 100%, znači da je zrak zasićen vodenom parom. Relativna vlaga je vrlo važna za fiziološke procese, napose za život čovjeka, jer o njoj ovisi brzina isparivanja, odnosno znojenja, ali »suhoća« i »vlažnost« zraka je relativan pojam, jer to ovisi o temperaturi, pa na temperaturi od –20 °C ili 5 °C relativna vlaga od 80% ne djeluje jednako na organizam. Relativna vlaga od 80% na temperaturi od –20 °C i +30 °C vrlo se teško podnosi, a na temperaturi od 5 °C ili –10 °C ne čini nikakve teškoće.

---

[97] grč. *hygros* – vlažan; *metron* – mjera
[98] grč. *hygros* – vlažan; *grafein* – pisati
[99] grč. *psyhros* – hladan; *metron* – mjera



Sl. 162. Raspodjela relativne vlage u siječnju (J. Száva-Kováts, 1938.)

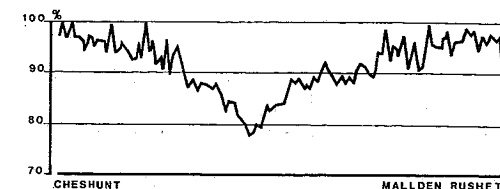


Sl. 163. Raspodjela relativne vlage u srpnju (J. Száva-Kováts, 1938.)

Dnevni hod relativne vlage obično je obratan od dnevnoga hoda temperature, tj. najčešće je relativna vlaga najveća ujutro, a najmanja poslije podne kad je temperatura najviša. Dnevni hod relativne vlage može biti drukčiji u obalnim područjima, osobito ako je unutrašnjost suha. Tada smjenom suhog noćnog kopnenjaka vlažnim i hladnim zmorcem u kasnom prijepodnevu relativna vlaga naglo poraste.

Kad je relativna vlaga samo funkcija temperature, onda je godišnji hod relativne vlage jednostavan, tj. obratan je od godišnjega hoda temperature. Tada bi postojala dva tipa godišnjega hoda relativne vlage: a) kontinentski tip, koji ima maksimum zimi, a minimum ljeti i b) oceanski tip, koji ima maksimum ljeti, a minimum zimi (ali je godišnja amplituda relativne vlage malena). Relativna vlaga može se povećati većom količinom vodene pare, a da se temperatura ne mijenja bitno; tako je ako postoji advekcija vodene pare velikih razmjera. Tada se bitno izmijeni godišnji hod relativne vlage i na kopnu. Tako nastaje monsunski tip godišnjega hoda relativne vlage. Maksimum je ljeti usprkos višoj temperaturi; to je moguće zato što ljetni mjeseci nisu bitno topliji od zimskih, pa advekcija vodene pare nadjača utjecaj povišene temperature. Još bliže ekvatoru pojavljuje se tropski tip godišnjega hoda relativne vlage; ona se povećava u kišnim razdobljima, tako da postoje dva maksimuma u doba ekvinokcijskih (zenitnih) kiša i dva minimuma između njih. U visokim planinama u umjerenim geografskim širinama relativna je vlaga često viša ljeti nego zimi kao posljedica jače turbulencije, odnosno difuzije vodene pare u toplijem dijelu godine.

Iako je relativna vlaga određena temperaturom, geografska je raspodjela relativne vlage na Zemlji kompliciranija nego što bi se moglo zaključiti samo iz tog odnosa (sl. 162. i 163.). To je posljedica advekcije vodene pare. U pojasu između 30° N i 30° S relativna je vlaga veća ljeti nego zimi. Ljeto je u većem dijelu tropa kišno razdoblje, a zima suho razdoblje. U višim je geografskim širinama obratno: sjevernije od 30° N i južnije od 30° S relativna je vlaga ljeti manja nego zimi, a to je neposredna posljedica niske zimske temperature. Tako je na kontinentima. Na morima je obratno: relativna je vlaga manja zimi nego ljeti. Zbog kauzalnog odnosa između relativne vlage i temperature mora biti sezonskih promjena geografske raspodjele relativne vlage. U oba su primjera područja suptropskih maksimuma i ljeti i zimi suša od krajeva sjevernije i južnije od njih, a pojas najveće relativne vlage pruža se neposredno uz ekvator. Na sjevernoj hemisferi ističe se područje niske relativne vlage u zapadnom dijelu Sjeverne Amerike te čitav pojas od Sahare preko Bliskog istoka do srednje Azije. Advekcijom



Sl. 164. Profil relativne vlage u Londonu 11. X. 1961. u 23 h 30 min. (T. J. Chandler, 1962.)

vodene pare, u monsunskoj je Aziji relativna vlaga u ljetnim mjesecima vrlo visoka. Na južnoj hemisferi izrazita područja niske relativne vlage nalaze se na svakom kontinentu: u Australiji, južnoj Africi i južnom dijelu Južne Amerike.

Budući da *grad* modificira temperaturu u svom užem području, može se pretpostaviti da će grad utjecati i na prostornu raspodjelu vlage. Postoji niz faktora koji utječu na smanjenje relativne vlage u zraku iznad grada. Jedan od njih je viša temperatura u gradu nego u okolici. To osobito vrijedi za noćne sate. (I apsolutna je vlaga u gradu manja jer ima manje vode koja bi isparavala.) Jedan takav primjer prikazan je na sl. 164., gdje se vidi NNE-SSW profil od Cheshunta do Mallden Rushetta u Londonu u jesenskoj noći 11.–12. X. 1961. Bila je to tiha noć kakve nastaju u anticiklonskim situacijama, a prije toga je bio vedar, topao dan. To su bili upravo idealni uvjeti za postanak »toplinskog otoka« na čitavu gradskom području Londona, tj. temperatura je naglo rasla od periferije prema središtu Londona. Posljedica je toga karakteristična raspodjela relativne vlage; ona je na periferiji bila vrlo visoka, a opadala je prema središtu grada. U nekim dijelovima periferije bila je magla, a to samo po sebi upućuje na vrlo visoku relativnu vlagu, 80–100%. U središnjem dijelu grada iznosila je manje od 82%. To nije izuzetak. Tako je noću 3.–4. VI. 1959. isto u Londonu relativna vlaga u West Hamu i Hackneyu varirala između 54–58%, a u Hoddesdonu, u okolici Londona, varirala između 79 i 85%. To su ekstremni primjeri; razlika između središta i periferije najčešće iznosi oko 10%.

1.5.2. MAGLA, OBLACI I NAOBLAKA

1.5.2.1. KONDENZACIJA I SUBLIMACIJA VODENE PARE. Jedinični volumen zraka pri određenoj temperaturi može maksimalno sadržavati točno određenu količinu vodene pare. Ako bilo ko-

jim procesom tlak vodene pare postane jednak ili viši od tlaka zasićene vodene pare, može se pojaviti kondenzacija vodene pare, tj. jedan dio vodene pare može prijeći u tekuće stanje. U prirodi se može pojaviti zasićenje vodene pare: a) snižavanjem temperature zraka, a time istodobno i temperature vodene pare u njemu te b) povećanjem količine vodene pare bez promjene tlaka i temperature. Najvažniji proces koji uvjetuje kondenzaciju i sublimaciju jest snižavanje temperature, tj. hlađenje zraka. Temperatura na kojoj vodena para pri konstantnom tlaku i pri konstantnom sadržaju vodene pare postaje zasićena zove se *rosište*. (Rosište se određuje tako da se pomoću psihrometra odredi tlak vodene pare, a poznavanjem tlaka vodene pare, računom ili tablicama odredi se rosište.) Pri relativnoj vlazi < 100% rosište je niže od stvarne temperature zraka, a pri relativnoj vlazi 100% obje su temperature iste. (Na primjer, pri temperaturi zraka 15 °C i relativnoj vlazi 100%, rosište je 15 °C. Međutim, pri temperaturi zraka 15 °C, a relativnoj vlazi 90%, rosište je na temperaturi 13,4 °C. Razlika između stvarne temperature i temperature rosišta sve je veća što je relativna vlaga niža. Tako, npr., pri temperaturi zraka 15 °C i relativnoj vlazi 40%, rosište je 1,5 °C.)

Kondenzacije će biti samo ako u atmosferi postoje sitne *higroskopne*[100] *čestice* na kojima počinje kondenzacija i pri relativnoj vlazi ispod 100%. (U prirodi praktički uvijek i svagdje postoje higroskopne čestice na kojima će početi kondenzacija vodene pare, tj. higroskopne čestice nisu limitirajući faktor kondenzacije. Ako postoje drugi uvjeti za kondenzaciju, jezgara kondenzacije uvijek će se naći). Higroskopne čestice na kojima u zraku počinju nastajati prvi produkti kondenzacije zovu se *jezgre kondenzacije*. (Ako je zrak u dodiru s površinom koja je ohlađena na temperaturu rosišta ili ispod nje, vodena para prelazi uz tu površinu u tekuće ili kruto stanje odmah na temperaturi rosišta.) Jezgre kondenzacije najčešće su topljive higroskopne čestice. Najaktivnije jezgre kondenzacije u atmosferi su vrlo maleni kristali kuhinjske soli i slane kapljice, koji su došli u atmosferu isparivanjem vrlo sitnih kapljica što nastaju raspršivanjem morskih valova i pucanjem mjehurića morske pjene, zatim kiseline koje nastaju iz spojeva koji nastaju izgaranjem ugljena, benzina i nafte, u kojima ima sumpora. (U atmosferu svake godine uđe oko 1,5 milijardi tona morske soli i oko 100 milijuna tona sumporova dioksida antropogenog porijekla.) U atmosferi uvijek ima jezgara kondenzacije, a njihov broj ovisi o čistoći zraka, odnosno o udaljenosti od izvora jezgara kondenzacije. Nad oceanima ih ima prosječno 940 u cm^3, a u atmosferi industrijskih gradova prosječno 147 000, maksimalno do 4 milijuna! Njihov broj opada s visinom, što upućuje na zaključak da nastaju na površini Zemlje. Čestice koje nisu higroskopne i na koje voda ne prianja (ne vlaže se) npr. prašina, ili pak netopljive čestice koje se ipak vlaže (na koje se može natložiti tanak sloj vode, ali se pritom jezgra ne otopi u vodi), ne mogu poslužiti kao jezgre kondenzacije u golemim dimenzijama u atmosferi (ali mogu biti lokalno i povremeno važne).

[100] grč. *hygros* – vlažan, mokar; *skopein* – vrebati

Kako u atmosferi nastaju kristali leda, nije još posve točno utvrđeno. Postoje dvije mogućnosti: a) kristali leda nastaju smrzavanjem pothlađenih kapljica vode na ledenim kristalima i b) kristali leda nastaju direktno sublimacijom na nekim krutim jezgrama, koje bi tako bile jezgre sublimacije (čestice gline, odnosno minerali koji ju čine, npr. kaolinit; čestice pepela, vrlo sitnog pijeska, pa čak i već postojeći kristali leda). Čini se da većina kristala leda nastaje smrzavanjem znatno ohlađenih kapljica vode. U stanovitim uvjetima vodene kapljice mogu ostati nezaleđene i pri vrlo niskoj temperaturi. Poznate su magle s pothlađenim vodenim kapljicama s temperaturom –30 °C, a u oblacima ima vodenih kapljica s temperaturom –40 °C. Dotakne li takva kapljica neki predmet, naglo se zaledi (inje, hvatanje leda na avionu u letu).

Hlađenje zraka, a s njime i vodene pare, do rosišta ili ispod njega, odnosno proces kondenzacije i sublimacije može početi sljedećim procesima: a) ohlađivanjem Zemljine površine i prizemna sloja zraka dugovalnom radijacijom, pa vodena para dođe u kontakt s hladnijom podlogom ili tijelima; tako nastaju rosa, mraz, magla, b) dodirom toplog zraka s hladnijom podlogom, npr. kad zrak s relativno toplijeg mora dolazi na hladnije kopno; tako nastaje jedna vrsta magle, c) miješanjem zraka između dviju zračnih masa različite temperature, ako je vodena para u obje mase blizu zasićenja i d) hlađenjem zraka koji izdizanjem ekspandira pa se za taj rad troši unutrašnja energija, odnosno on se hladi; tako nastaju uvjeti za postanak oblaka.

1.5.2.2. **MAGLA.** Sastoji se od vrlo sitnih kapljica vode (promjer 2–130 μm) ili ledenih kristala, koji su tako lagani da lebde u zraku; magla smanjuje horizontalnu vidljivost u prizemnom sloju atmosfere na 1 km ili manje. Ako u zraku ima mnogo jezgara kondenzacije (gradovi, industrijske regije), kapljice su sitne, a ako ih ima malo, kapljice su veće. Horizontalna vidljivost može biti i veća od 1 km, ali se ipak primjećuje da je vidljivost manja nego u potpuno čistom zraku (npr. vidi se objekt koji je udaljen 2 km, ali se ne vidi objekt udaljen 3 km); to je *sumaglica*. (Dakle, maglu i sumaglicu treba razlikovati od suhe mutnoće, smanjenja vidljivosti zbog postojanja velikog broja krutih čestica koje lebde u zraku.) Sumaglica se, kao i magla, sastoji od sitnih, lebdećih kapljica vode, ali su rjeđe i još sitnije nego kod magle, pa je i vidljivost veća. Kapljice magle i sumaglice sastoje se i od čestica koje su netopljive u vodi, ali oko kojih se ipak naloži tanki sloj vode (tj. navlaže se). Magla je zapravo oblak koji se nalazi pri tlu, a pri temperaturi iznad ledišta može se održati samo uz visoku relativnu vlagu (osjeća se da je zrak vlažan, tj. magle nema u suhom zraku). Ako je temperatura niža od 0 °C, pa čak ako je niža i od –20 °C do –30 °C, magla se još sastoji od kapljica pothlađene vode. Pri –30 °C redovito se pojavljuju ledeni kristali, a njihov se broj povećava sniženjem temperature, pa se na temperatauri nižoj od –45 °C magla sastoji samo od ledenih kristala; to je *ledena magla*.

Za postanak magle vrlo je važan vjetar. Za magle koje nastaju pri noćnom ohlađivanju najpovoljniji je slab povjetarac, a za postanak uzlazne i advekcijske magle potreban je umjeren vjetar konstantnog smjera. Prejak vjetar razbija maglu ili je diže uvis, pa ona prelazi u niski oblak stratus.

Utjecaj snijega na maglu nije jednostavan. Magla od vodenih kapljica nestaje iznad snijega ako je temperatura ispod ledišta, ali ako je temperatura kapljica magle oko 0 °C, onda se magla zadržava i iznad snijega. Ako snijeg kopni, tj. temperatura zraka iznad snijega viša je od ledišta, a temperatura snijega i zraka neposredno iznad njega je 0 °C, tada uz površinu snijega nastaje inverzija, tj. topliji zrak je iznad snijega i tankog sloja zraka iznad njega, pa se turbulentnom izmjenom toplina prenosi prema dolje, na površinu snijega. Ta se toplina troši za kopnjenje snijega. Zajedno s turbulentnim prijenosom topline postoji i turbulentni prijenos vodene pare prema dolje, pa će se vodena para kondenzirati na snijegu. Kad snijeg kopni, i toplina i vodena para prenose se dolje, na površinu snijega, pa se tako zrak suši. Zato magla nestaje iznad snijega koji kopni kad je temperatura zraka znatno iznad nule. Ako temperatura zraka padne na 0 °C, spomenuti proces prestaje. Ako sada zamislimo treću mogućnost, da temperatura zraka padne ispod 0 °C, magla opet počinje nestajati, a taj će proces najbrže teći pri –10 °C do –15 °C. Prema tome, »vodena magla« je stabilna iznad snijega samo ako je temperatura zraka 0 °C. Ako je temperatura zraka viša ili niža od 0 °C, onda snijeg »jede« maglu. Opet je drukčije ako je temperatura niža od –35 °C; tada čestina magle opet raste jer je to magla samo od ledenih kristala, pa je ona u ravnoteži sa snježnom ili ledenom podlogom.

Sitne kapljice magle mogu se u stanovitim uvjetima spajati u veće kapi, ali još tako lagane da gotovo lebde i zanosi ih i najslabija zračna struja. Veće kapljice koje tako nastaju natalože se na izloženim predmetima i vlaže ih, ili čak padaju na tlo kao padalina koja se zove *rosulja* ili *izmaglica*. U planinskim krajevima i na zapadnim obalama kontinenata *rosulja* može dati osjetljivu količinu padaline koja se ne može zanemariti. Često se kapljice magle ne združuju; takva magla ne daje padalinu niti vlaži izložene predmete. Zato se uzima da postoje *vlažne* i *suhe* magle. Vlažna je magla nestabilna, a suha je postojana. Stabilnost magle ovisi o veličini kapljica (jesu li sve kapljice podjednako velike ili je njihov promjer različit) i o njihovu električnom naboju (je li naboj svih kapljica isti ili je različit). Isti električni naboj i jednak promjer kapljica postoje samo kod suhih, stabilnih magla.

Magla će nastati samo kad relativna vlaga postane vrlo velika, tj. kad se temperatura zraka približi rosištu; to se može ostvariti sniženjem temperature promatranog volumena zraka ili povećanjem količine vodene pare dovođenjem sa strane, advekcijom, ili odozdo, s podloge. Moguće je zamisliti da oba procesa teku istodobno u promatranom volumenu zraka. Sve se to može dogoditi na više načina, pa se magle prema postanku klasificiraju u dvije skupine:

A) magle zračnih masa, magle u sklopu jedne zračne mase, i

B) frontalne magle, magle koje nastaju na granici između dviju zračnih masa (a ta se granica zove frontalna ploha).

Prva grupa magla, magle zračnih masa, mnogo je češća i važnija od druge grupe magla, od frontalnih magla. Isto je tako snižavanje temperature mnogo važniji uzrok postanka magle (grupa A) nego povećanje količine vodene pare (grupa B).

A) Magle zračnih masa sastoje se od četiri tipa:

A 1. Advekcijski tipovi magle nastaju horizontalnim premještanjem zraka iz jednog područja u drugo, pri čemu postoji različita temperatura podloge. Advekcijski tipovi magle najčešće nastaju zimi u primorjima gdje su prisutna dva glavna uzroka njihova postanka: obilje vodene pare i veliki temperaturni kontrasti između mora i kopna. Budući da postoji hladna i topla advekcija, advekcijske se magle prema postanku dijele na dvije vrste:

A 1 t – magla koja nastaje advekcijom toplog zraka, tj. dolaskom toplog zraka na hladnu podlogu. Tako nastaje:

Obalna magla; optimalni su uvjeti za njezin postanak u toplom dijelu godine kada se termičke razlike između kopna i mora dovoljno povećaju da nastanu zmorac i kopnenjak. Zrak koji se danju ugrije nad kopnom diže se uvis, na visini struji prema moru, tu se spušta i ohlađuje pod utjecajem hladnijeg mora. Budući da je zrak vrlo vlažan, može nastati magla koju zmorac nosi i na kopno, kamo ona prodire do 5 km u unutrašnjost. S nastupom noćnoga kopnenjaka magla se povlači na pučinu. Obalna se magla najčešće pojavljuje na istočnim obalama kontinenata i na obalama velikih jezera, ali je ima i na zapadnim obalama (California).

Morska magla nastaje nad oceanima kad vlažan zrak s toplijeg dijela mora dolazi nad hladnu morsku struju. Zrak se naglo ohladi, a magla se zbog velike temperaturne razlike održi i na jakom vjetru. Takve su magle npr. na sukobu Golfske i Labradorske struje u širem području Newfoundlanda, poznatoga po gustim i dugotrajnim maglama.

Magla tropskog zraka nastaje strujanjem topla zraka tropskog postanka prema višim geografskim širinama, pa tako dolazi u kontakt sa sve hladnijim kopnom i morem. Na otvorenom moru pojavljuje se u svako doba godine, a nad kopnom samo zimi. Karakteristične su velike dimenzije te magle.

A1h – magle koje nastaju advekcijom hladnog zraka, tj. strujanjem hladnog zraka preko tople podloge. Tako nastaje:

Arktički morski dim. Hladan, relativno suh zrak, koji dolazi sa zaleđenog mora, a najmanje je 9 °C hladniji od morske vode nad koju dolazi, uzrokuje naglu evaporaciju vode, a ta se vodena para odmah kondenzira u maglu; ona najčešće nije deblja od 30-ak m, ali je zato gusta.

Sličnog su postanka (samo su temperaturne razlike manje) magle nad jezerima i nad rijekama u jesen. Naglim prodorom hladnog zraka temperatura vrlo padne, a voda u rijekama i jezerima i dalje je topla. Optimalni su uvjeti za razvoj te magle ujutro, a već se u prijepodnevu izgubi.

A 2. Radijacijski tipovi magle nastaju onda kad se prizemni slojevi zraka jako ohlade u dodiru s podlogom koja se dugovalnom radijacijom noću ohladi ispod rosišta. Za stvaranje takve magle potrebno je slabo dnevno zagrijavanje tla (kratak dan ili oblačno vrijeme danju) i jako dugovalno izračivanje noću (vedra, duga noć). Za jači razvoj takve magle potreban je slab povjetarac, jer će u potpuno tihoj atmosferi nastati sloj magle ne deblji od 1 m. Prejak vjetar razbija takvu maglu, pa je najpovoljniji slab povjetarac. Debljina magle nije veća od 200 m, stoga se često kroz nju vidi zvjezdano nebo. Budući da je magla ograničena samo na tanak sloj, zove se i prizemna magla. U hladnijim zimama podloga se jako ohladi u nešto duljem periodu, a ne samo u jednoj noći. To se najčešće događa nešto dublje u kontinentima. Sloj s maglom mnogo je deblji, a gustoća magle raste s visinom; najveća je na 100–600 m visine. Tijekom dana se magla – pod utjecajem dnevnog zagrijavanja – diže, pa tako nastaje oblak stratus, a noću se opet stvara na Zemljinoj površini. Najpovoljniji uvjeti za njezin postanak postoje u anticiklonskim situacijama. Budući da se magla danju digne iznad tla, zove se *visoka magla*; možemo još samo spomenuti da je ta magla genetski vezana uz inverziju temperature.

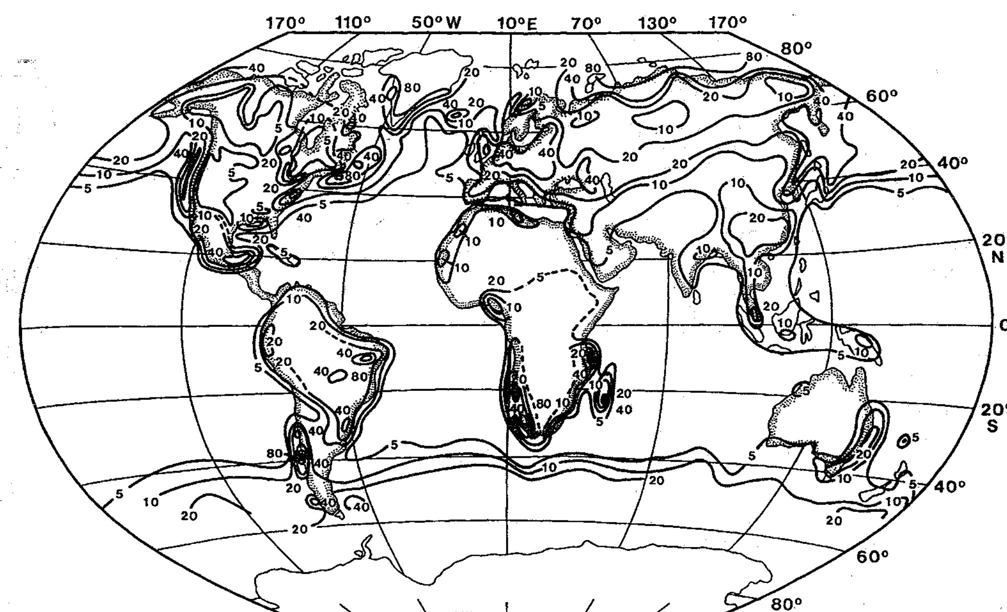
A 3. Advekcijsko-radijacijska magla nastaje kad vlažan morski zrak dođe na hladno kopno, pa se i on sam ohladi dugovalnom radijacijom.

A 4. Uzlazna ili padinska magla nastaje kad vlažan zrak naiđe na reljefnu prepreku; zrak se prisilno izdiže uz padine i pri tome se hladi za 1 °C na svakih 100 m uspona, pa na određenoj visini počne kondenzacija i stvaranje kapljica vode.

B) Frontalne magle nastaju na graničnoj plohi između dviju zračnih masa, i to evaporacijom kapljica kiše ili evaporacijom vode iz tla i vegetacije prožetih vodom neposredno poslije kiše. Pojavljuju se u uskom frontalnom području (*pretfrontalne magle*; topla kiša pada iz toplog zraka na visini, a kapljice prolaze kroz hladni zrak koji je ispod toplog zraka; druga je mogućnost *zafrontalna magla*) ili nakon prijelaza frontalne plohe (magla nakon prijelaza fronte). Djelovanjem jačeg vjetra diže se i čini stratus.

1.5.2.2.1. GEOGRAFSKA RASPODJELA MAGLE. Budući da magla najčešće nastaje iznad relativno hladnih površina, geografska raspodjela magle (sl. 165.) genetski je tijesno vezana za vremensku i prostornu raspodjelu relativno hladnijih prostora na Zemlji. Magle su većinom advekcijske prirode, pa je to uzrok što su u cjelini oceani i mora magloivitiji od kopna. Na kontinentima su najčešći radijacijski tipovi magle. Budući da je jedan od uvjeta za postanak magle velika temperaturna razlika, optimalni će uvjeti postojati u kontaktnom području oceana i kontinenata, odnosno na sukobu toplih i hladnih morskih struja; zato su mora maglovitija ljeti nego zimi, a na kontinentima je obratno, tu su magle najčešće zimi. Temperaturne razlike rastu s povećanjem geografske širine, pa je i broj dana s maglom redovito veći u visokim geografskim širinama.

Najmaglovitiji dio Atlantskog oceana jest područje južno i jugoistočno od Newfoundlanda (Grand Bank ima 120 dana s maglom, a Prolaz



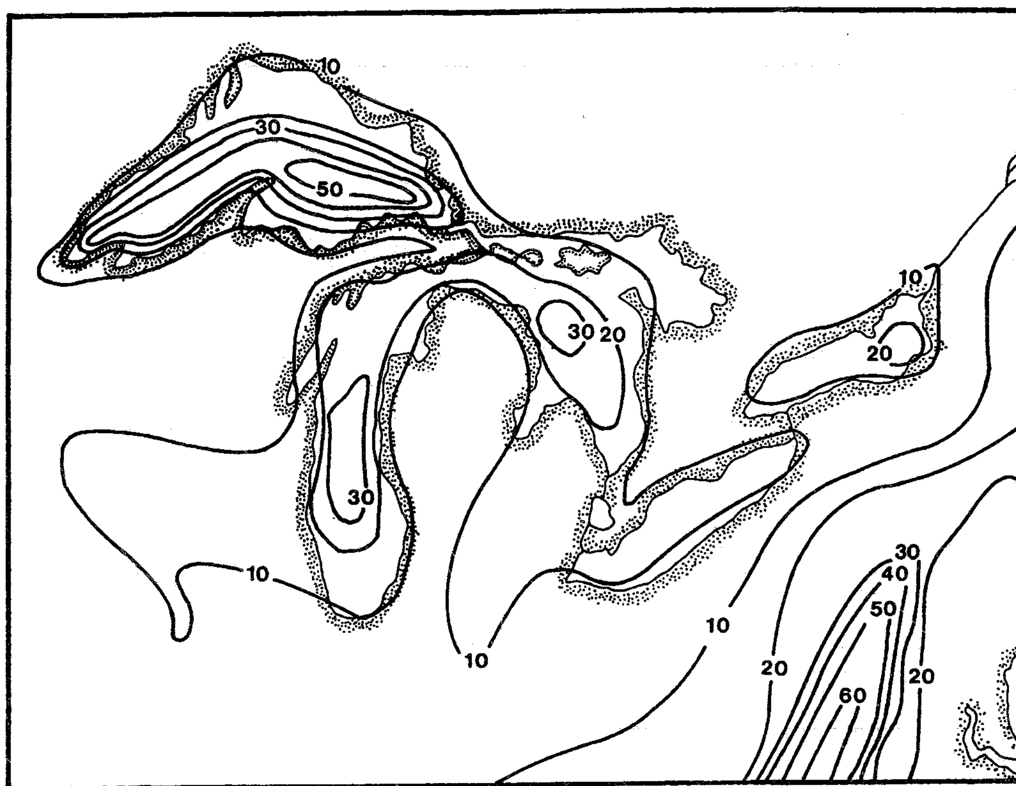
Sl. 165. Geografska raspodjela magle; srednji broj dana s maglom u godini (H. E. Landsberg, 1945.)

Belle Isle 116 dana). Uzrok je tome sukob tople Golfske i hladne Labradorske struje. Uvjeti za postanak magle tako su povoljni da se ona pojavljuje cijele godine, ali je najčešća od travnja do kolovoza. U uskom obalnom pojasu od Labradora do otoka Nantucket, istočno od New Yorka, ljeti je redovito prisutna obalna magla. Pojavljuje se i uz obalu Portugala, ali ne tako često. U višim geografskim širinama često, a uz obalu Danske i Norveške povremeno, čak i u ljetnim mjesecima pojavljuje se arktički morski dim. Česta i gusta magla nastaje na obali jugozapadne Afrike uz koju teče hladna Bengvelska struja. (Ta se magla zove cacimbo.) Relativno hladna Kanarska struja uzrok je pojave magle na obali Sahare. Istog su postanka magle južno od linije Tristan da Cunha – otočje Falkland, napose uz obalu Patagonije. Najčešće nastaju ljeti od prosinca do veljače. U svakom dobu godine u izvantropskom području Atlantskog oceana česta je magla tropskog zraka.

Kao i u Atlantiku, najmaglovitiji su obalni dijelovi Tihog oceana. Pod utjecajem hladne Humboldtove struje obala Perua i Čilea ubraja se u najmaglovitije krajeve svijeta. (Tu maglu domaće stanovništvo naziva garuom.) Na obali pokraj grada Callaa temperatura vode iznosi 18,2 °C a 135 nautičkih milja od obale 27 °C. S tog vrlo toplog dijela oceana dolazi vlažni zrak koji se ohladi iznad hladne vode uz obalu; tako nastaje advekcijska magla. Mnogo manje magle ima na sukobu tople Kuro Shio i hladne Oya Shio struje, ali je značajno da se tu pojavljuje uglavnom ljeti, pa je to u to doba najmaglovitiji dio sjevernog Pacifika. U toplom dijelu godine magla je redovita pojava na obali Californije, gdje teče hladna Kalifornijska struja. Sjeverno od linije Kurili-Aleuti-Aljaski zaljev česta je magla tropskog zraka. Maglovitošću se ističe područje sukoba hladnih i toplih struja između Novog Zelanda, Tasmanije i Australije.

Indijski ocean najmanje je maglovit od svih oceana. Broj dana s maglom raste u njegovu južnom dijelu približavanjem Antarktiku, te između Madagaskara i afričkoga kopna.

Za kontinente je karakteristična magla u hladnom dijelu godine. U planinskim dolinama pretežu radijacijske magle, a na prostranim ravnicama magle tropskog zraka i advekcijsko-radijacijske magle. Zbog izobilja jezgara kondenzacije, magla je osobito gusta u industrijskim regijama. Poznata je magla u Londonu, zatim u Saaru i Ruhru. Uzlazna magla česta je u jugoistočnoj Norveškoj. Nisu rijetke magle i usred ljeta u Baltičkom i Sjevernom moru; to su magle tropskog zraka i frontalne magle. Na Jadranskome moru magla je općenito rijetka. Češća je na sjevernom Jadranu, i to zimi kad vjetar donosi maglu iz Padske nizine i Istre. Na strmoj i visokoj



Sl. 166. Srednji broj dana s maglom u području Velikih jezera, Sjeverna Amerika (R. G. Stone, 1936.)

obali južnog Jadrana za vrijeme juga stvara se uzlazna magla. U Aziji se najbolje očituje pravilo da čestina magle opada prema unutrašnjosti kontinenta. Obala istočne Azije u ranu jesen ima advekcijsko–radijacijske magle, a osobito su česte na obali Japana. U unutrašnjosti kontinenta magle su radijacijske. U proljeće i u jesen mnogo magle ima uz Bajkalsko jezero. U ljetnim mjesecima vjetar donosi na obalu maglu s Ohotskog, Japanskog, Žutog i Istočnokineskog mora. U planinama sjevernoameričkog Zapada zimi je česta visoka magla, a u Appalachianu je česta prizemna magla. Lokalna zračna strujanja uzrokuju obalnu maglu oko Velikih jezera, osobito u kasno proljeće. Istočne padine Stjenjaka imaju u jesen uzlaznu maglu, a obale Velikih jezera advekcijske magle. U južnim dijelovima kontinenata u hladno doba godine pretežu frontalne i advekcijsko–radijacijske magle. Na obali Argentine uglavnom su magle tropskog zraka i frontalne magle, a u dolinama i kotlinama uza zapadnu obalu najčešće su guste advekcijsko–radijacijske magle. U unutrašnjosti Australije i Afrike nema krajeva s redovitim i jačim maglama.

Magla je vrlo česta na Arktiku; najmanje je ima zimi, a mnogo je češća ljeti. U centralnom Arktiku ima više od 100 dana s maglom. Ljetna magla nastaje pretežno advekcijom relativno toplog i vlažnog zraka nad hladnu vodu ili led koji se tali. Nema je kad je brzina vjetra > 10 m s^{-1}. U najhladnijem dijelu godine nastaje arktički morski dim kada vrlo hladni vjetar puše iznad ledenih pukotina s morskom vodom. Zimi je česta ledena magla.

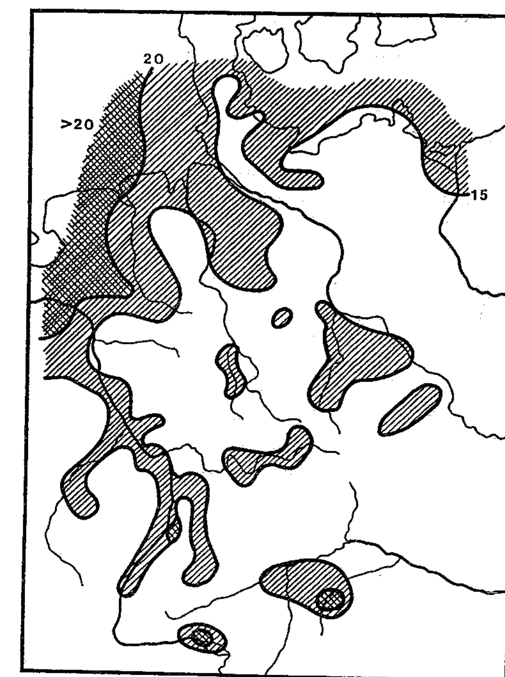
Zacijelo postoji malo jezera koja toliko modifikatorski utječu na mijenjanje broja dana s maglom kao što su to Velika jezera u Sjevernoj Americi (sl. 166.). Neće nas smetati što se podaci odnose na nešto starije razdoblje, na period od 1891.–92. do 1931. i 1932. god., a katkad i na kraće razdoblje. Ovdje prikazujemo raspodjelu umjereno guste magle, misleći pod tim na vidljivost smanjenu na manje od 1 000 stopa, tj. oko 300 m. Velika se jezera po režimu magle približavaju morima. Diferencirano zagrijavanje kopna i mora vrlo je bitno. U toplom dijelu godine jezera su u prosjeku hladnija od susjednoga kopna; to omogućuje stvaranje advekcijske magle (advekcija toplog zraka) iznad jezera.

U hladnom dijelu godine jezera su u prosjeku toplija od susjednoga kopna pa nastaju uvjeti za advekciju hladnog zraka, tj. za postanak advekcijske magle iznad jezera. Tako je sve dok se jezera ne zalede. Posljedica je toga da Velika jezera imaju više dana s maglom u toplom nego u hladnom dijelu godine. Najviše magle bit će ondje gdje postoje najveći termički kontrasti između jezerske vode i kopna, a to će biti nad središnjim dijelovima jezera. Zato se vidi da izolinije s najvećim brojem dana s maglom zatvaraju relativno pravilna područja na »pučinskom« dijelu jezera. Broj dana s maglom donekle je u proporciji s veličinom jezera. Što je jezero veće, i broj dana s maglom je veći. Tako su jezera Michigan, Huron i Gornje jezero maglovitija od manjih jezera Erie i Ontario. Približavanjem obali jezera broj dana s maglom se smanjuje. Temperatura jezerske vode ljeti opada od juga prema sjeveru i od obale prema »pučini«, pa i maglovitost općenito raste prema sjeveru. Ni tu magla nije samo advekcijskog postanka. Česte su i frontalne magle ili kombinacija jednih i drugih. Tako se odmah može utvrditi da Velika jezera bitno utječu na rast maglovitosti u tom dijelu Sjeverne Amerike, odnosno područje pod neposrednim utjecajem jezera mnogo je maglovitije od širega obalnog pojasa. Ta činjenica ima golemo praktično značenje kad se prisjetimo da je izgradnjom plovnog puta St. Lawrence Sea Way taj jezerski dio SAD-a i Kanade uključen u svjetski pomorski promet.

Blizina mora, praktički neiscrpnog izvora vlage, pretežno zapadno strujanje i radijacijsko ohlađivanje nižih reljefnih dijelova, odnosno riječnih dolina, glavni su uzroci postanka magle u kontinentskom dijelu srednje Europe (sl. 167.). Odmah se vidi da najviše magle ima u dolini Rajne i u širokom obalnom pojasu uz Sjeverno i Baltičko more, a upravo je ondje koncentrirana komunikacijska mreža Njemačke. Dolinom Rajne i na obali spomenutih mora prevozi se golema količina robe riječnim brodovima, željeznicama, cestovnim vozilima, pa se na obali Sjevernog mora, odnosno na rijekama koje utječu u nj, nalazi niz luka s golemim prometom (Rotterdam, Antwerpen, Amsterdam, Bremen, Hamburg itd.). Nije potrebno posebno isticati kolike teškoće čini magla i najsuvremenije organiziranom cestovnom i željezničkom prometu, a ne manje i brodovima (jer ni radar nije sasvim riješio taj problem, što potvrđuju relativno česti sudari i nasukavanje brodova koji imaju i – radar).

Najviše dana s maglom, 20–22, imali su Frizijski otoci. Zatim slijedi pojas sa 15–20 dana s maglom uz obalu Baltičkog mora, a kao klin se zabija duboko prema jugu dolinom Rajne. Radijacijska je magla bila u svim prostranijim i zatvorenijim riječnim dolinama (Maina, Vltava itd.). Postojanje toploga Bodenskog jezera uzrok je većeg broja dana s maglom u njegovu širem području. Broj dana s maglom opada u Njemačkom sredogorju i u predalpskim krajevima. To upućuje na već poznatu činjenicu da je u unutrašnjosti kontinenata većina magle radijacijskog postanka, tj. da je najviše ima u riječnim dolinama, a viši su oblici reljefa bez magle, ili je tamo ima relativno malo. Broj dana s maglom velik je u donjih 200 m, a s povećanjem nadmorske visine naglo se smanjuje maglovitost sve do otprilike 650 m; s daljnjim povećanjem nadmorske visine broj dana s maglom jedva se primjetno smanjuje.

Ne postoji klimatski element koji je toliko modificiran pod utjecajem *grada* kao magla. Uzima se da je u velikim gradovima čestina magle u prosjeku 30% veća u toplom dijelu godine, a čak do 100% u hladnoj polovici godine. Čestina, gustoća i vremenska promjenljivost magle u gradu nipošto nisu jednostavne, jer na postanak magle utječe više faktora istodobno (temperatura, koncentracija aeropolutanata, odnosno jezgara kondenzacije, brzina vjetra, količina vodene pare u zraku). Ako se grad nalazi na terenu sa življim reljefom, onda u konkavnim reljefnim oblicima, riječnim i potočnim dolinama ili u



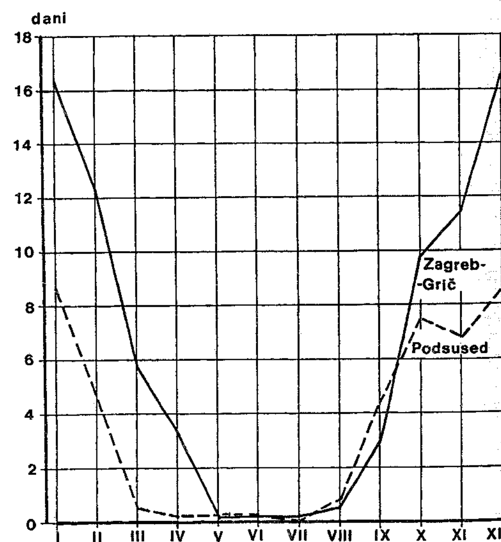
Sl. 167. Broj dana s maglom u veljači 1959. god. u Njemačkoj, Nizozemskoj i Češkoj (L. Schulz, 1963.)

ravnici koja je dio neke zavale, npr., postoje uvjeti za češći postanak magle onda i kad grada ne bi ni bilo. Nije uvijek i svagdje najvažniji samo jedan od spomenutih faktora; njihova relativna važnost se mijenja, pa je za objašnjenje prostorne raspodjele i vremenske promjenljivosti veličina koje utječu na postanak magle potrebno dobro poznavati lokalne topografske uvjete, a ne samo opću zakonitost. Magla se u gradu teško može odvojiti od smanjenja vidljivosti koje nastaje zbog povećanja broja polutanata, osobito prašine (suha mutnoća), odnosno obje komponente često se mogu kombinirati i još više smanjiti vidljivost (smog).

Detaljna istraživanja u Londonu, gradu koji se redovito uzima kao klasičan primjer utjecaja grada na maglu (T. J. Chandler, 1962 b., ističe da je posve pogrešno uzimati London kao primjer grada s gustom maglom; guste magle u Londonu nisu vrlo česte, ali su neusporedivo češće, i za život važnije, »prljave« magle, smog, i suha mutnoća), pokazala su da je za bolje poznavanje utjecaja grada na maglu potrebno lučiti razne stupnjeve smanjene vidljivosti, odnosno raznu gustoću magle. Od 1947. do 1956. god. prosječno je godišnje bio sljedeći broj sati s maglom (vidljivost < 1 km): Kingsway (u centru), 940 sati, Kew 633, zračna luka Croydon, 562 sata, 7 ruralnih postaja u jugoistočnoj Engleskoj, 494 sata. Očito je da magle ima mnogo više u središtu Londona nego na njegovoj periferiji, a još više nego u ruralnoj okolici. Kad se uzme u obzir samo vrlo gusta magla (vidljivost < 40 m), raspodjela je obratna; Kingsway u središtu grada ima u spomenutu razdoblju prosječno godišnje 19 sati s vrlo gustom maglom, Kew 79 sati, zračna luka Croydon 46 sati, a 7 ruralnih postaja u jugoistočnoj Engleskoj samo 20 sati. Prema tome, vrlo gusta magla najčešća je u predgrađima, a mnogo se rjeđe pojavljuje u središtu Londona i u njegovoj ruralnoj okolici. Čini se da je magla s vidljivošću < 1 km prije svega posljedica jake zagađenosti zraka. Magla u središtu grada često ne postaje vrlo gusta kao u predgrađima zbog više noćne temperature (toplinski otok u gradu) i niže relativne vlage (sl. 164.). Na periferiji, gdje se vrlo gusta magla pojavljuje najčešće, jezgara kondenzacije ima još dovoljno, a temperatura je niža nego u gradskom središtu. U ruralnoj okolici temperatura je niska, ali jezgara kondenzacije ima mnogo manje nego nad gradom pa je vjerojatnost postanka vrlo guste magle mnogo manja.

U godišnjem hodu magle nema razlike među postajama; maksimum je u hladnom dijelu godine, a minimum je ljeti. Jutarnja magla dulje se zadrži nad Londonom nego nad okolicom, gdje je vjetar jači i gdje je jutarnje zagrijavanje zraka brže (ulice između velikih i visokih blokova zgrada dugo ostaju u sjeni), ali večernja magla prije nastane u predgrađu nego u središtu grada. Analizom dugogodišnjih nizova vidljivosti u raznim satima pokazalo se da je cijeli problem mnogo kompliciraniji nego što se nekada mislilo. Za neke stupnjeve vidljivosti u nekim satima utvrđen je pad čestine, pa se to povezivalo s manjom »proizvodnjom« polutanata. U drugim terminima i za druge stupnjeve vidljivosti to se nije uspjelo dokazati. Još više, F. E. Dinsdale (1968.) usporedio je čestinu magle 1958.–1967. god. u 10 postaja u Britaniji, pa je utvrdio silazni trend ne samo u gradskim, nego i u ruralnim postajama. Prema tome, koliki je utjecaj smanjenja zagađenosti atmosfere poslije 1956. god., kad je donesen zakon protiv zagađivanja atmosfere, a koliko je to posljedica sekularne fluktuacije klime, a u tom sklopu i čestine magle, za sada nije moguće utvrditi. (Već smo rekli da je vrlo smanjen broj krutih polutanata, ali je zato porastao broj tekućih polutanata.)

Kolike razlike u maglovitosti pojedinih dijelova jednoga grada mogu biti pod kombiniranim utjecajem reljefa i zagađenosti atmosfere pokazat ćemo jednim primjerom, a to je Zagreb (sl. 168.). U klimatskim uvjetima naše unutrašnjosti najčešće su radijacijske magle. Neki aeropolutanti u atmosferi gradova su jezgre kondenzacije. Zato će u gradu biti više magle nego u okolici. Naime, kapljice vode u gradskoj atmosferi uslijed onečišćenosti sadrže oto-



Sl. 168. Godišnji broj dana s maglom u Zagreb-Griču (središte grada) i Podsusedu (zapadni dio grada); prosjek 1966.-1971. godina (N. Pleško i dr., 1974.)

pljene razne kemijske spojeve. Oni su uzrok što tako onečišćene kapljice vode ostaju tekuće i u nezasićenim uvjetima, kada je temperatura zraka postala viša od temperature rosišta. U »čistoj« magli izvan grada vodene kapljice u takvim nezasićenim uvjetima brzo ispare i magla nestaje. Iz sl. 168. zaključujemo da je magla najčešća u najhladnijim mjesecima. Najveći dio godine broj dana s maglom znatno je veći u središtu Zagreba nego na njegovu zapadnom (sjevernom i istočnom) rubu. Bliže Savi i preko nje broj dana s maglom se povećava zato što se povećava količina vodene pare, a to je u vedrim noćima ujedno najhladniji dio Zagreba.

Možemo spomenuti da je svaka zračna luka u Sjedinjenim Američkim Državama godišnje zatvorena za promet prosječno 115 sati zbog magle. Zato se u razvijenim zemljama ulažu veliki napori u organiziranoj borbi protiv magle. Neusporedivo su veći gubici u cestovnom prometu.

1.5.2.3. POSTANAK OBLAKA I PADALINA.

U hidrološkom ciklusu voda kruži u prirodi, tj. zatvara se lanac evaporacija–kondenzacija (ili sublimacija)–padaline. Upoznali smo opće uvjete u kojima nastaju kondenzacija i sublimacija, a sada ćemo taj proces razmotriti u specifičnoj situaciji, u oblacima. Tu najprije treba razmotriti jedan važan detalj, koji će nam još više razjasniti neke pojmove s kojima smo se već susreli. Oblaci su vidljive nakupine kapljica vode, ili pak čestica leda, ili zajedno obaju elemenata u istom volumenu zraka, ili pak kapljica vode u donjem dijelu oblaka, a ledenih kristala u gornjem dijelu (ili ledenih kristala i pothlađenih kapljica vode). Iz toga slijedi da postoji mogućnost postojanja samo kapljica vode ili samo ledenih kristala ili oboje okruženih vodenom parom, ili pak mogu biti zajedno s pothlađenim kapljicama. U takvoj je situaciji vrlo važna činjenica da je maksimalni (ili zasićujući) tlak vodene pare različit iznad leda i iznad pothlađene vode. Maksimalni tlak vodene pare iznad leda je manji od maksimalnog tlaka vodene pare iznad pothlađene vode. (Ako u istom volumenu zraka imamo čistu pothlađenu vodu, npr. pri temperaturi –10 °C, onda je maksimalni tlak vodene pare iznad leda 2,60 hPa, a maksimalni tlak vodene pare iznad pothlađene kapljice 2,86 hPa.) Ako je stvarni tlak vodene pare u tom volumenu zraka negdje između maksimalnog tlaka vodene pare iznad leda i maksimalnog tlaka vodene pare iznad pothlađene vode, odnosno ako je stvarni tlak vodene pare veći od maksimalnog tlaka vodene pare nad ledom, a manji od maksimalnog tlaka vodene pare nad pothlađenom vodom, para će biti nezasićena s obzirom na pothlađenu vodu, a prezasićena s obzirom na led. Pri takvoj situaciji voda će iz pothlađene kapljice evaporirati, a istodobno će sublimirati na ledenom kristalu. Ledeni će kristal *rasti* na račun pothlađenih kapljica vode. Cijeli je proces u prirodnim uvjetima nešto kompliciraniji jer u atmosferi ne postoji ravna površina vode, nego voda dolazi u obliku kapljica, čija je zakrivljenost površine vrlo velika.

Voda u atmosferi nije kemijski čista. Utvrđeno je da je za održavanje neke kapljice u zraku potreban određeni maksimalni tlak vodene pare oko kapljice. Ako je oko kapljice stvarni tlak vodene pare manji od maksimalnog tlaka vodene pare, kapljica će ispariti, odnosno nestat će.

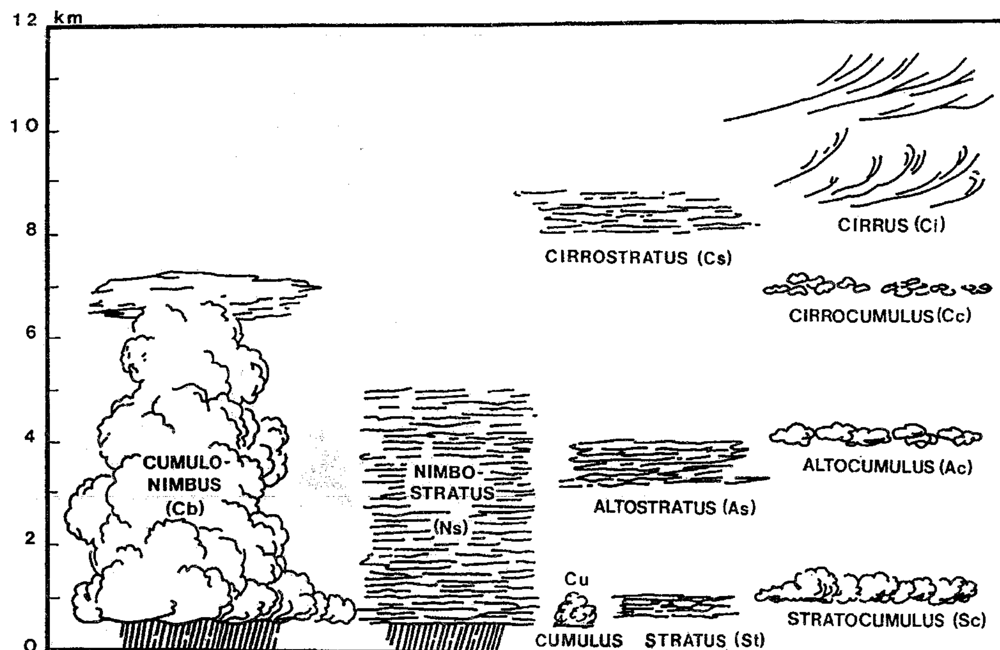
U prirodnim uvjetima kondenzacija će biti silno ubrzana ako u zraku postoje jezgre kondenzacije, jer će jezgra kondenzacije zajedno s prvim tankim slojem vode koja se kondenzirala na njoj biti tako velika, tj. zakrivljenost njezine površine bitno će se smanjiti, pa će za njezino održavanje biti potreban samo malo viši tlak vodene pare, koji se u atmosferi može lako postići. U prirodnim uvjetima radijus vodenih kapljica u oblaku ne može biti vrlo velik; on nikada nije veći od 100 μm (0,1 mm) jer u oblaku ima mnogo kapljica vode, a premalo raspoložive vodene pare, tj. postoji vrlo oštra »konkurentska borba« za vodenu paru. Da se u atmosferi događa kondenzacija ili sublimacija, vidimo po njihovu rezultatu, vidimo oblak (na visini) ili maglu (pri tlu). Budući da postoje najrazličitije veličine kapljica, postoje i razni rodovi oblaka (iako to nije jedini faktor koji utječe na njihovu diferencijaciju); radijus kapljica kreće se između 1 i 100 μm. Ako je hlađenje vrlo naglo, reda veličine 0,1 °C s^{-1}, a to odgovara izdizanju oko 15 m s^{-1}, nastaje nagla kondenzacija na većini jezgara kondenzacije koje se nađu u tom prostoru. Posljedica je postanak velikog broja vrlo sitnih kapljica. Dobiva se dojam da je oblak vrlo gust, odnosno djeluje zasljepljujuće bijelo, jer mu je albedo vrlo velik. Vidljivost se u takvu oblaku smanjuje na 0,5 m. Takvi su kumulusi. Ako se zrak hladi polagano, npr. stotinu puta sporije nego u prethodnom primjeru (tj. 0,001 °C s^{-1}), kondenzacija nastaje samo na jednom dijelu jezgara kondenzacije; tako nastaje manji broj velikih kapljica vode koje smanjuju vidljivost na više desetaka metara, a cijeli oblak ne djeluje tako zasljepljujuće sjajno; on je više siv. To znači da mu je albedo relativno malen. Ali, i broj kapljica u jediničnom volumenu je različit. Kreće se između 72 kapljice u cm^3 u kumulonimbusu do 500 u stratokumulusu. Vidjesmo da se u oblacima vrlo često nalaze pot-

hlađene kapljice vode. Ako se te pothlađene kapljice vode zalede, nastaju kristali leda. Smatra se da je to glavni proces postanka ledenih kristala, pa samo manji dio kristala leda u oblacima nastaje sublimacijom na jezgrama sublimacije.

Hlađenje zraka u velikim dimenzijama praktički je jedini važan proces u prirodi kojim se stvaraju oblaci. Malo pozornije motrenje oblaka i stanovito životno iskustvo navode nas na zaključak da se oblaci najčešće čak i vizualno primjetno neprestano razvijaju i da naoko postoji mogućnost beskonačne raznolikosti. Ipak, moguće je sve te najraznolikije oblike oblaka grupirati po sličnosti, odnosno moguće ih je klasificirati polazeći od karakterističnih oblika; otuda tzv. morfološka klasifikacija.

Svi se oblaci klasificiraju u deset *rodova* oblaka. To su rodovi: cirus (cirrus, Ci), cirokumulus (cirrocumulus, Cc), cirostratus (cirrostratus, Cs), altokumulus (altocumulus, Ac), altostratus (As), nimbostratus (Ns), stratokumulus (stratocumulus, Sc), stratus (St), kumulus (cumulus, Cu) i kumulonimbus (cumulonimbus, Cb). Time se ne mogu obuhvatiti svi oblici, pa se rodovi dalje dijele u *vrste* oblaka, a odlike se oblaka temelje na nekim posebnim karakteristikama koje se odnose na poredak elemenata i na veću ili manju prozirnost oblaka. U još detaljnijoj klasifikaciji uzimaju se u obzir i dodatna obilježja oblaka (npr. pruge padaline) i pridruženi oblaci (krpe niskih oblaka ispod višeg i većeg oblaka).

Pojedini rodovi oblaka pojavljuju se na različitim visinama; dio atmosfere u kojemu se pojavljuju oblaci dijeli se u tri kata: visoki, srednji i niski kat (sl. 169.) Budući da je debljina troposfere u raznim geografskim širinama različita, to će i dimenzije katova biti različite u raznim dijelovima svijeta, odnosno visina dokle dopiru oblaci bit će različita. U tropima oblaci nastaju do 18 km visine, u umjerenim širinama do 13 km, a u polarnim krajevima do 8 km. Neki rodovi oblaka pripadaju samo jednom katu, a drugi se rodovi razvijaju i u više katova. Cirus, cirokumulus i cirostratus su oblaci visokoga kata. Altokumulus je oblak srednjega kata. Altrostratus se najčešće nalazi u srednjem katu, ali se može izdignuti i u visoki kat. Nimbostratus se javlja u srednjem katu, ali vrlo često prijeđe i u donji kat. On daje trajnu kišu ili snijeg. Kumulus i stratokumulus su oblaci niskog kata, međutim kumulus i kumulonimbus imaju bazu u niskom katu, ali se izdižu i u srednji kat (kumulus) ili pak u visoki kat (kumulonimbus). (Na sl. 169. autori su posebno dodali kumulus; njegova vertikalna dimenzija zna veoma varirati.) Stratus je oblak niskog kata. Često nastaje izdizanjem magle.



Sl. 169. Rodovi oblaka u umjerenim geografskim širinama (horizontalno mjerilo nije isto za sve rodove oblaka) (E. Heyer, 1963.)

Klasifikacija oblaka moguća je i prema načinu gibanja zraka. Tako nastaje genetska klasifikacija oblaka. Prvo su stratiformni[101] oblaci. Njihove su horizontalne dimenzije mnogo veće od vertikalne dimenzije. Tu se svrstavaju slojasti oblaci nastali rasprostranjenim nepravilnim miješanjem zraka; oni su plitki i niski (St, Sc), zatim slojasti oblaci rasprostranjenoga pravilnog dizanja (Ci, Sc, As, Ac i Ns). Riječ je o nekoliko slojeva koji nastaju sporim dugotrajnim dizanjem zraka u veliku područje. Ti oblačni sistemi daju dugotrajne jednolike padaline.

Drugo su kumuliformni[102] oblaci (Cu, Cb), oblaci s vrlo razvijenom vertikalnom dimenzijom (pa otuda i naziv oblaci vertikalnog razvoja), a s relativno malenim horizontalnim dimenzijama (osobito Cu, a Cb obično ima i veće horizontalne dimenzije). Kumulusi su maleni i razbacani za lijepa i relativno mirna vremena. Kumulonimbusi nastaju naglim izdizanjem zraka u labilnoj atmosferi. Osnovni im je pokretač jaka konvekcija zbog diferenciranog zagrijavanja podloge ili zbog prijelaza hladnog zraka preko tople podloge, a kad već jednom nastanu bitan pokretač njihova razvoja postaje toplina oslobođena kondenzacijom i sublimacijom. Kumulonimbusi uglavnom daju padaline promjenljiva intenziteta, a praćene su silnom grmljavinom.

Treće, ako je reljefna barijera dovoljno visoka, na njoj se može ubrzati razvoj gotovo svih rodova oblaka. Tako nastaju orografski oblaci. Gledani iz zavjetrine, orografski oblaci nalikuju na oblačni zid ili bedem. Takav je i oblačni zid fena ili kapa primorske bure. Vrlo često orografski oblaci imaju oblik leće. Pod utjecajem planina nastaju valni oblaci, tj. nizovi oblaka na pravilnim razmacima. Ako postoji rasprostranjeno polagano dizanje ili ako je struja zraka vrlo vlažna, oblaci mogu biti debeli više kilometara.

Na velikim visinama mogu se opaziti neki specijalni oblaci koji nisu obuhvaćeni općom klasifikacijom oblaka. To su sedefasti oblaci (pokazuju dugine boje), koji se pojavljuju na 22–30 km visine, i noktilucentni oblaci (doslovno prevedeno: »svijetleći noćni oblaci«) na 80–90 km.

Naglim razvojem zračnog prometa sve se više i češće vide nakupine ledenih kristala koje formalno nalikuju oblacima, ali nisu u vezi s meteorološkim procesima u atmosferi. Tako nastaju uski i tanki oblaci-vrpce (»contrails«), kao posljedica zaleđivanja vodene pare iz ispušnih plinova koji izlaze iz zrakoplovnih motora. Budući da nastaju na velikoj visini, obasjani suncem podsjećaju na srebrnaste vrpce. U tu »nemeteorološku« skupinu oblaka ubrajaju se i oblaci koji nastaju za vrijeme golemih šumskih požara. To su obično tamni, gusti oblaci s jakim vertikalnim razvojem, ali ih vjetrovi u kasnijoj fazi razvoja mogu »razvući« do golemih dimenzija, pa je cijelo nebo prekriveno tankim velom kroz koji se nazire plavičasto Sunce ili Mjesec. Drugo su vulkanski oblaci koji kuljaju iz kratera kao tamni, vrlo gusti kumulusi. I oni se prošire na golemu prostoru i u velikoj visini (osobito poslije vulkanskih eksplozija), a sastoje se od vrlo sitnih čestica vulkanske prašine. Pokatkad u njima ima i kapljica vode, pa iz njih zna pasti (prljava) kiša praćena munjama i grmljavinom. Spomenimo još oblake prašine koje dižu pustinjski vjetrovi.

a) *Padaline* su kapljice vode (kiša, kiša koja se smrzava, rosulja, smrznuta rosulja) i zaleđene vode (kristali leda, pahuljice snijega, zrnat snijeg, ledene iglice, snježne kuglice, tuča, sugradica, ledena zrna, solika, sleđena kiša). Padalina je »ono što pada iz oblaka« (V. Anić, 1994.) na tlo u mjerljivoj količini (ekvivalent $\geq 0{,}1$ mm sloja vode). Može se dogoditi da kiša ne padne na tlo nego ispari; tako nastaju *virge*, pruge. Termin padavina uveo je B. Šulek (1875.), tj. njemačku je riječ der Niederschlag on preveo kao (atmosferska) padavina. Kasnije je prevladala varijanta padalina (padaline).

b) Kondenzacijom na tlu i predmetima nastaje *rosa*, a sublimacijom *mraz* i *inje*.

Neki upotrebljavaju naziv *oborina (oborine)*.

Iz toga vidimo da se padaline dijele na tekuće i krute, a usprkos veliku broju vrsta padalina, za klimu su važnije samo kiša, snijeg i tuča. *Kiša* je padalina u obliku kapi s promjerom do 3 mm. Smrzavanjem pothlađenih kišnih kapi pri dodiru s hladnim predmetima na tlu, granama i drugdje nastaje *poledica*. Iz oblaka mogu padati vrlo sitne kapljice s promjerom oko 100 µm; one su tako lagane da se dobiva dojam kao da lebde, a zanosi ih i najslabija struja zraka. Ta vrsta padalina zove se *rosulja*. *Snijeg* se sastoji od ledenih kristala koji su, u atmosferi relativno toplijih dijelova svijeta, uglavnom slijepljeni u pahuljice. *Tuča* ima oblik velikih čestica leda (teških čak do 0,5–1 kg!) ili snježnih kuglica.

Pokazalo se da je postanak svih vrsta padalina vrlo zamršen proces (a teško ga je upoznati zato što se u malenom laboratoriju ne mogu izazvati procesi kao u golemom oblaku, i drugo, vrlo je teško i skupo raznim instrumentima pratiti proces koji se neprekidno mijenja u vremenu i prostoru. Zato se opažanja u oblaku najčešće svode na relativno malen broj informacija). On se ne može objasniti samo već upoznatim relativno jednostavnim procesom

[101] lat. *stratum* – prostrto; *forma* – oblik
[102] lat. *cumulus* – gomila; *forma* – oblik

kondenzacije i sublimacije. Prije svega treba istaknuti činjenicu da su kapljice vode u oblaku vrlo sitne, za razliku od kapljica kiše koje su mnogo krupnije. Koji su to procesi kojima nastaju kapljice kiše? Ukratko, procesima kojima se stvaraju kapljice u oblacima ne mogu nastati kapljice kiše koje će pasti na zemlju, odnosno kapljice vode i ledeni kristali u oblacima samo su prva faza u postanku kapljica kiše. Kišne kapi mogu nastati na više načina, ali su praktično važna tri procesa.

a) Prema Bergeron–Findeisenovoj teoriji za postanak kapljica kiše potrebna je temperatura u oblaku niža od 0 °C. Prema već opisanu procesu, pri temperaturi ispod ledišta nastaju kristali leda koji rastu na račun pothlađenih kapljica vode. Kad ledeni kristal postane dovoljno težak da počne padati na zemlju, onda se on na svom putu može spojiti s više ledenih kristala u snježnu pahuljicu. Ali, kako se ti ledeni kristali slijepe u snježnu pahuljicu? Taj »cement« ili »ljepilo« čini vrlo tanki sloj pothlađene vode koja se »hvata« na ledenim kristalima. Ta se pothlađena voda smjesta smrzne čim se dotakne s drugim ledenim kristalom također »premazanim« pothlađenom vodom. Očito je da će u zraku s mnogo vodene pare i temperaturom ne mnogo nižom od 0 °C ti procesi biti najburniji, pa već znamo iz iskustva da »krpe« snijega, vrlo velike pahuljice od više desetaka ledenih kristala, padaju pri vlažnom i relativno toplom vremenu, a sitnozrni snijeg, koji se sastoji samo od ledenih kristala ili malenih pahuljica, pada pri nižoj temperaturi kad u zraku ima malo vode. Padajući kroz topliji zrak ispod baze oblaka, snježni kristali i pahuljice se tale i tako od njih nastaju kišne kapi. Ako je zrak ispod oblaka iz kojega pada snijeg hladan, tj. ako ima temperaturu nižu od 0 °C, onda se snijeg na svom putu neće rastaliti, pa će na podlogu padati – snijeg.

b) Istraživanja u toplijim krajevima pokazala su da kiša pada i iz oblaka koji se čitavi nalaze na temperaturi iznad 0 °C tako da u njima nema ledenih kristala, odnosno snježnih pahuljica. (Slijedi da bi Bergeron-Findeisenova teorija bila prikladna za objašnjenje postanka kiše samo u umjerenim i višim geografskim širinama.) U takvim »toplim oblacima« kapljice vode imaju različitu temperaturu, pa je maksimalni tlak zasićene vodene pare nad toplom kapljicom viši od maksimalnog tlaka zasićene vodene pare nad hladnijom kapljicom. Vodena para u oblaku je nezasićena za toplije kapljice, a prezasićena je za hladnije kapljice. Tim procesom toplije kapljice evaporiraju, a na njihov račun rastu hladnije kapljice. Taj je proces sasvim moguć jer u oblacima postoji vrlo živahno turbulentno gibanje, tj. burno komešanje, pa hladne kapljice lako mogu doći u blizinu toplih kapljica.

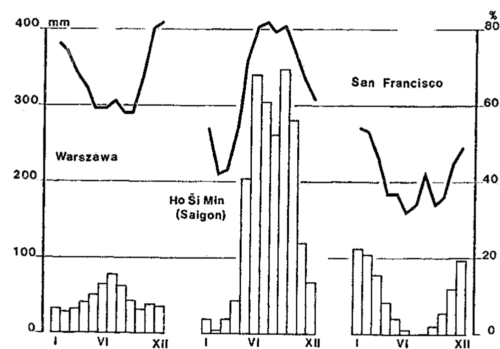
c) Kišne kapi mogu nastati na još jedan način, međusobnim spajanjem. U oblaku, u kojemu već postoje velike i malene kapljice vode, one padaju različitom brzinom, koja je za svaki radijus kapljice ograničena, tj. postoji maksimalna brzina kojom može padati kapljica određenog radijusa, odnosno mase. (Ako je radijus kapljice 100 μm, maksimalna brzina padanja je 72 cm s^{-1}, a ako je radijus 1 000 μm, onda je maksimalna brzina padanja 649 cm s^{-1}.) Kad se postigne ta brzina, kapljica se dalje giba jednolikom brzinom. Velike će kapljice padati brže od malih, pa će se na svom putu sudarati s njima i tako će povećavati svoju veličinu. (Zanimljiv je jedan detalj; postoje oblaci s vrlo jakom turbulencijom, a ipak iz njih ništa ne pada. Pretpostavlja se da se previše čestim i jakim sudaranjem krupnije kapljice raspršuju u manje kapljice i tako se sprečava njihov rast. Očito je da u oblaku mora postojati optimalna brzina strujanja zraka da bi nastala veća količina kiše.) Nema sumnje da u jednom oblaku kiša može nastati putem dvaju opisanih procesa, i to istodobno.

Zrna tuče nastaju u biti istim procesima, samo je njihov razvoj mnogo burniji. Zrno tuče može nastati samo u oblaku s jakim uzlaznim strujama koje mogu zrno tuče ili njezinu jezgru i više puta dizati da bi zatim opet padala kroz oblak u čijim raznim slojevima postoji različita količina vodene pare. Zrna tuče najčešće se sastoje od nekoliko slojeva prozirna i neprozirna leda, koji su »omotani« oko jezgre najčešće od neprozirna leda (malokad oko jezgre od prozirna leda, a još rjeđe oko jezgre od tekuće vode). Smatra se da zrno tuče nastaje gibanjem smrznutih kapi kroz oblak; ako u oblaku ima mnogo vodene pare, na jezgru ili na zrno tuče »uhvati« se prozirna ledena kora jer zaleđivanje traje dulje, tj. kristalizacija je pravilna, a obratno je kad zrno tuče prolazi kroz dio oblaka s malo vodene pare. Tada se na jezgru ili na zrno tuče brzo natalozi sloj leda.

1.5.2.4. **NAOBLAKA** je količina oblaka koji zastiru nebo. Ona je kvantitativno određena kad se ocijeni koliki je dio neba zastrt oblacima. Taj se dio neba izražava desetinama neba (stupnjevi naoblake). Potpuno vedro nebo ima naoblaku 0, a nebo potpuno zastrto oblacima ima naoblaku 10. Meteorološka sinoptička služba uzima podjelu na osmine zastrta neba, tako da naoblaka 8 znači potpuno oblačno. U klimatologiji se sve češće naoblaka izražava i postocima zastrtog neba.

Zbog nehomogenosti Zemlje i vrlo kompleksne opće cirkulacije atmosfere naoblaka nije jednoliko raspodijeljena, tj. postoje stalno ili povremeno vedrija i oblačnija područja, isto kao što se i u jednoj postaji naoblaka mijenja u tijeku godine. U godišnjem hodu naoblake utvrđena su dva glavna tipa, koji se označuju kao dinamički i statički (ili inverzijski) tip. Ta se dva tipa razlikuju po odnosu hoda naoblake prema hodu padalina. Za dinamički godišnji hod naoblake karakteristična je uporednost naoblake i padalina; godišnje doba ili dio godine u kojemu pada najveća količina padalina ujedno je najoblačnije doba godine. Kod statičkoga ili inverzijskoga hoda naoblake njezin je maksimum u onom dijelu godine u kojemu pada najmanja količina padalina, i suprotno, najveća je količina padalina u vedrijem dijelu godine. Kod dinamičkoga hoda naoblake isti atmosferski procesi uzrokuju maksimalnu naoblaku i maksimum padalina. Kod inverzijskoga hoda maksimum naoblake pada u zimi, a maksimum padalina je ljeti, pri čemu zimska naoblaka (pretežno stratiformna, slojevita) nastaje drukčijim procesima nego ljetne padaline (pretežno pljuskovi iz kumuliformnih oblaka). Tipičan dinamički godišnji hod naoblake pojavljuje se u monsunskim zemljama (Ho Ši Min na sl. 170.), u tropskim krajevima s izrazitim kišnim periodom i u područjima sa mediteranskom klimom (San Francisco na sl. 170.). Inverzijski tip godišnjega hoda naoblake najizrazitiji je u unutrašnjosti kontinenta (Warszawa na sl. 170.). Postoje i prijelazni tipovi godišnjega hoda naoblake.

Isto se tako i u dnevnom hodu naoblake razlikuju statički ili inverzijski tip te dinamički tip. Statički ili inverzijski tip dnevnoga hoda naoblake ima maksimum ujutro, a minimum navečer; takav tip dnevnoga hoda naoblake određuju pretežno stratiformni oblaci. Dinamički tip dnevnoga hoda naoblake ima maksimum u rano poslijepodne, a minimum noću ili ujutro. Taj tip određuju pretežno kumuliformni oblaci. Postoje i kombinacije statičkog i dinamičkog tipa, pa u dnevnom hodu postoje 2 maksimuma i 2 minimuma. U istome mjestu u raznim godišnjim dobima mogu se pojavljivati različiti tipovi dnevnoga hoda naoblake. Tako u umjerenu pojasu u unutrašnjosti kopna zimi preteže inverzijski tip sa stratiformnim oblacima, a ljeti dinamički tip s kumuliformnim oblacima.



Sl. 170. Godišnji hod padalina (mm) i naoblake (%) u Warszawi (inverzijski tip), te Ho Ši Minu i San Franciscu (dinamički tip)

1.5.2.4.1. GEOGRAFSKA RASPODJELA NAOBLAKE. Za geografsku raspodjelu naoblake vrijedi opće pravilo da je naoblaka veća nad morem (58%) nego nad kopnom (49%), zato je naoblaka veća na južnoj (57%) nego na sjevernoj hemisferi (52%), veća je nad oceanima južne hemisfere (60%) nego nad oceanima sjeverne hemisfere (56%), veća je nad kontinentima južne hemisfere (49%) nego nad kontinentima sjeverne hemisfere (48%). Najmanju naoblaku imaju područja suptropskih anticiklona. Od tih vedrih područja naoblaka raste prema ekvatoru i prema višim geografskim širinama. Glavni je maksimum naoblake u visokim geografskim širinama usprkos činjenici da je hladni zrak u tim širinama siromašniji vodenom parom nego zrak u ekvatorskom pojasu. Veća naoblaka u višim geografskim širinama posljedica je razvoja pretežno stratiformnih oblaka koji zastiru cijelo nebo i dugo se zadržavaju, a u tropima, osobito u ekvatorskom pojasu, pretežu kumuliformni oblaci, koji uglavnom ne zastiru cijelo nebo. Zato je za ekvatorski pojas karakteristična rijetka potpuna zastrtost neba oblacima, a isto je tako danju vrlo rijetka potpuna vedrina.

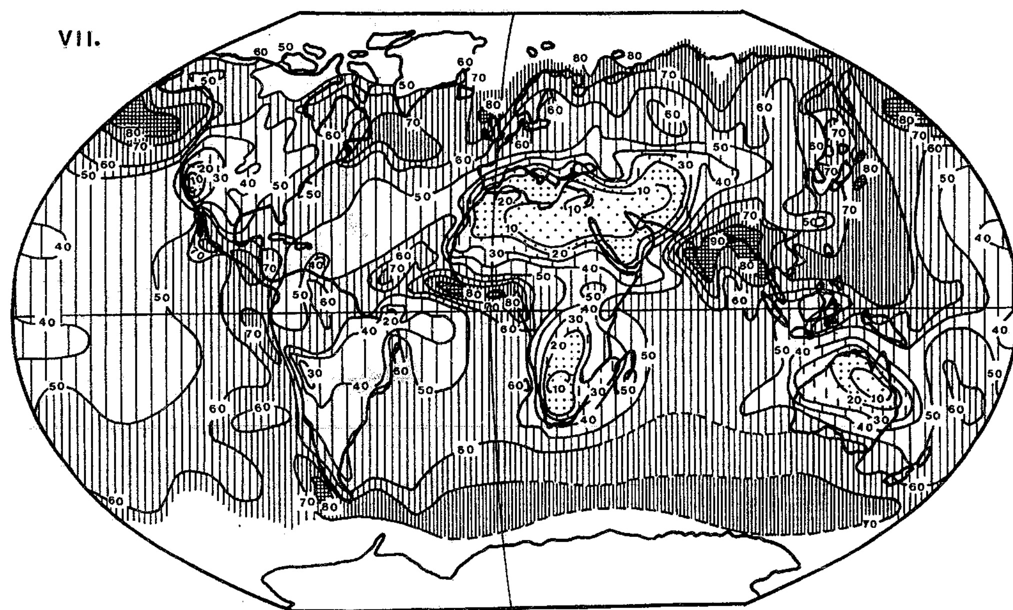
Detaljniju sliku o geografskoj raspodjeli naoblake na Zemlji daju karte *izonefa*[103], krivulja koje na geografskoj karti spajaju mjesta s jednakom naoblakom u određenom periodu (sl. 171. i 172.). Krajevi s najvećom naoblakom nalaze se u visokim geografskim širinama na kontaktu mora i kopna, odnosno uz toplije obale s hladnom strujom ili na sukobu toplih i hladnih struja, te u planinskim krajevima.

Najoblačniji krajevi na sjevernoj hemisferi su Bijelo more, Barentsovo i Norveško more, Škotska, pacifička obala Kanade i Newfoundland, a na južnoj hemisferi Ognjena zemlja i cirkumantarktički pojas oko 60-70° S. Gotovo stalnu malu naoblaku imaju prostrane pustinje, zatim područja suptropskih maksimuma tlaka. Krajevi sa sezonskom cirkulacijom zraka imaju veliku razliku naoblake u suprotnim godišnjim dobima. Tako je, npr., u monsunskoj Aziji karakteristična velika naoblaka u tijeku ljetnog monsuna, a zimi je obratno, naoblaka je relativno malena (Ho Ši Min na sl. 170.)

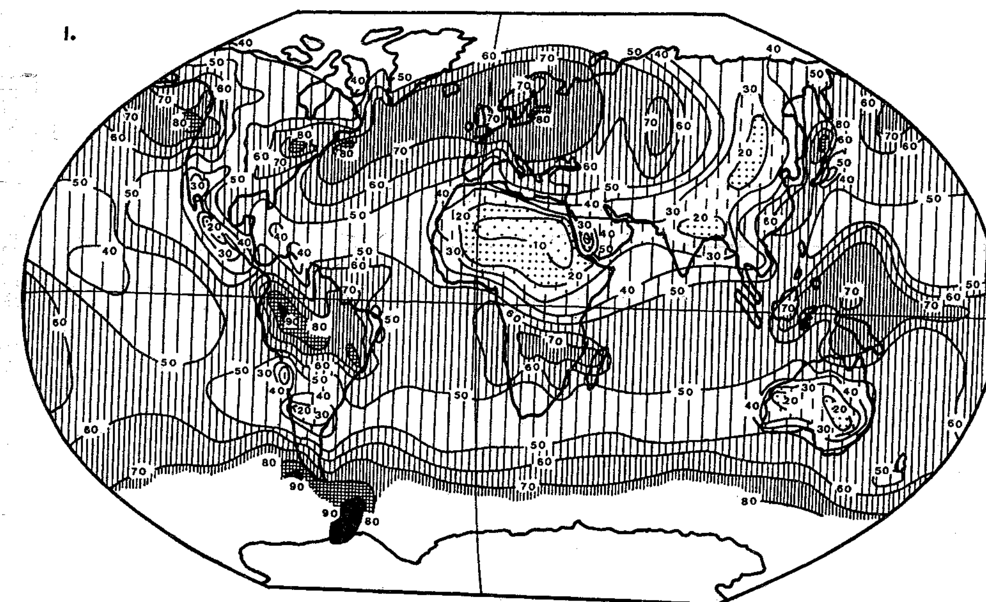
[103] grč. *isos* – jednak, sličan; *nephos* – oblak

Uspoređenjem sl. 171. i 172. lako se može zaključiti da se naoblaka nad oceanima u tijeku godine mijenja mnogo manje nego nad kontinentima. Sve otprilike do 50° N i S razlika između srednje siječanjske i srpanjske naoblake nad oceanima vrlo je malena. Ta se razlika povećava u visokim geografskim širinama, gdje je naoblaka veća ljeti nego zimi. To je posljedica intenziviranja zimskih anticiklona nad ledenim pokrovima i nad zaleđenim morima. Taj isti uzrok djeluje i na godišnji hod naoblake i u visokim geografskim širinama i iznad kopna. Vidi se da je na sjevernoj hemisferi sjevernije od 55° N naoblaka veća ljeti nego zimi. Situacija je slična i na Antarktiku, gdje je također ljeto oblačnije od zime. Nad oceanima nema velike razlike u naoblaci u tropima i suptropima. Za suptropske maksimume tlaka, a osobito za njihove ekvatorske periferije, značajna je relativno jaka naoblaka jer nebom stalno »putuju« brojni kumulusi. Prijelaz intertropske konvergencije na sjevernu hemisferu uzrokuje povećanje naoblake u srpnju od 10–20° N. Niska temperatura i trajna stratiformna naoblaka na polarnim frontama uzrok je porasta naoblake nad oceanima u umjerenim i višim geografskim širinama, ali je ta naoblaka veća ljeti nego zimi.

Raspodjela naoblake je kompliciranija nad kontinentima nego nad oceanima i podliježe većim sezonskim razlikama nego nad morem. Uzrokuje ih jači razvoj konvekcijske naoblake u toplom dijelu godine u umjerenim širinama, ili jača ciklonska aktivnost u kišnom periodu u ekvatorskom pojasu i zimi u umjerenim širinama. (Nije uvijek i svagdje tako jednostavno; ako je godišnji hod naoblake inverzan, onda se relacija naoblaka–padaline ne može tako direktno postaviti kao u prethodnom primjeru.) Tako treba najprije ukazati na ljetno povećanje i zimsko smanjenje naoblake u tropima, što je u skladu s meridionalnom migracijom intertropske konvergencije. U suptropima se razlika između zimske i ljetne naoblake smanjuje i općenito je znatno manja nego u tropima bliže ekvatoru. U umjerenim geografskim širinama naoblaka opet raste – i zimi i ljeti – ali treba upozoriti na razliku između sjeverne i južne hemisfere. Između 30° S i 60° S udio kopna smanjuje se na najmanju mjeru, pa vidimo da tu postoji malena godišnja amplituda naoblake, tj. neznatna je razlika između pojedinih mjeseci. Koncentracija velikih kopnenih masa u istim širinama na sjevernoj hemisferi uzrok je veće naoblake u siječnju nego u srpnju, tj. uzrok je veće naoblake zimi nego ljeti – isto kao i nad morem na južnoj hemisferi – ali je geneza takva hoda sasvim drukčija. Naime, nad kontinentima u umjerenim širinama sjeverne hemisfere padalina ima više ljeti nego zimi, ali je naoblaka veća zimi nego ljeti (vrlo često stratus u zimskim anticiklonama); dakle, godišnji je



Sl. 171. Geografska raspodjela naoblake u srpnju (%) (H. E. Landsberg, 1945.)



Sl. 172. Geografska raspodjela naoblake u siječnju (%) (H. E. Landsberg, 1945.)

hod naoblake inverzan. To je prvi razlog veće zimske naoblake u umjerenim širinama nad kontinentima sjeverne hemisfere. Drugi je razlog pojačanje ciklonske aktivnosti u hladnom dijelu godine, a time se jako pojačava i naoblaka.

Zbog neegzaktnosti mjerenja naoblake, teško je reći kakav je utjecaj grada na taj klimatski element, tim više što nije riječ o nekim bitnim razlikama između okolice i grada. Jača konvekcijska struja u toplom dijelu godine, pojačana mehanička turbulencija i obilje jezgara kondenzacije navode na zaključak da je naoblaka nad velikim gradovima veća nego u okolici. Uzima se da je veliki grad u prosjeku za 10% oblačniji od svoje okolice, ili se to prije svega odnosi na topli dio godine. Procjenjuje se da je u razdoblju od 1948. do 1960. god. naoblaka u središtu Londona (Kew) bila za 0,1 osminu veća u 9 h, za 0,2 osmine u 15 h i za 0,1 osminu u 21 h nego u predgrađu. Budući da procjena naoblake nije točna, mnogo pouzdanije informacije o utjecaju grada daju podaci o broju vedrih ili oblačnih dana. U istom razdoblju u Londonu (Kew) u 15 h bilo je 6,2% manje vedrih dana, a 5,9% više oblačnih dana nego na periferiji. Slično tome broj oblačnih dana u Budimpešti povećao se sa 72 u razdoblju od 1861. do 1880. god. na 113 dana u razdoblju od 1911. do 1938. god. Isti zaključci vrijede i u Zagrebu; 70-tih godina prošlog stoljeća u Zagrebu je bilo prosječno godišnje 127 oblačnih dana; 100 godina poslije taj se broj povećao na 157. U istom razdoblju broj vedrih dana smanjio se sa 87 na 67.

1.5.3. PADALINE

1.5.3.1. MJERENJE I INTENZITET PADALINA. Prvi korak u upoznavanju padalina jest određivanje njezine količine. Pritom se uvijek mora označiti i vremenska dimenzija; treba navesti u kojem su razdoblju pale izmjerene padaline. To su najčešće dnevne, dekadske, mjesečne i godišnje količine. Kao i kod svih drugih meteoroloških elemenata, padaline se mogu promatrati u svakom spomenutom razdoblju, ali se isto tako za klimatološka istraživanja često koristimo srednjacima padalina iz određenog perioda. Nije uvijek jednostavno izmjeriti padaline; to osobito vrijedi za mjerenje kiše po jaku vjetru, ili za mjerenje manje količine kiše u vrućim krajevima, jer se znatan dio vode može izgubiti evaporacijom poslije kiše u samome mjernom instrumentu. Isto je tako teško izmjeriti količinu snijega kad pada s jakim vjetrom, jer nije lako odvojiti količinu palog snijega od snijega kojeg je donio vjetar. Sve vrste padalina svode se na vodeni ekvivalent, a pritom se količina izražava u milimetrima (ili rjeđe u centimetrima ili metrima). Donja je granica

0,1 mm vode. (U agroklimatologiji je uobičajeno izvještavanje o količini padaline u litrama na m^2; npr. palo je 10 l vode na m^2, a to je isto koliko i 10 mm padaline.) Debljina snježnog pokrivača redovito se mjeri centimetrima. U svjetskim razmjerima najveći dio padalina čini kiša. Za njezino što potpunije motrenje u teško pristupačnim krajevima upotrebljavaju se totalizatori u kojima se nakuplja padalina tijekom dužeg razdoblja, a sve je češća upotreba i autoregistrirajućih instrumenata, pluviografa[104], kojima se bilježi padalina i u najkraćim razdobljima.

Padaline se mjere svakog dana u 7 h ujutro, a dobiveni podatak daje dnevnu količinu padalina za prethodni dan. Sve ostale veličine dobivaju se izračunavanjem na temelju dnevne izmjerene količine padalina. Zbroj svih dnevnih količina padalina P_d u tijeku jednog mjeseca daje mjesečnu količinu padalina P_m

$$P_m = \sum_{d=1}^{30} P_d \quad \text{ili} \quad P_m = \sum_{d=1}^{31} P_d$$

Tu je d = 28, 29, 30 ili 31. Zbroj 12 mjesečnih količina u tijeku jedne godine daje godišnju količinu padalina P_g

$$P_g = \sum_{m=1}^{12} P_m .$$

Budući da su padaline vrlo varijabilan meteorološki element, srednje mjesečne i godišnje vrijednosti padalina moraju se izračunati na temelju dugogodišnjih homogenih nizova. Tako se izračuna srednja mjesečna padalina bilo kojega od 12 mjeseci, tj. $\overline{P}_m$

$$\overline{P}_m = \frac{1}{n}\sum_{m=1}^{n} P_m$$

i srednja godišnja količina $\overline{P}_g$

$$\overline{P}_g = \frac{1}{n}\sum_{g=1}^{n} P_g$$

pri čemu je *n* barem 30 godina. U klimatološkim analizama vrlo je korisno dati i odstupanja od srednjih vrijednosti.

Budući da su padaline vrlo varijabilan meteorološki element, podaci o najvećim količinama kiše u stanovitim razdobljima znatno se razilaze. Iako to nama nije bitan problem, jer je riječ najčešće o padalinama na malenoj površini, samo ćemo informativno spomenuti neke veličine. U 103–godišnjem nizu motrenja u postaji Cherrapunji u Indiji (nadmorska visina 1 562 m) godišnji srednjak iznosi 11 195 mm. Na istoj je postaji 1874. god. palo 24 326 mm kiše, a samo u srpnju 1861. god. 9 300 mm. Prema nizu od 1912. do 1949. god. na Mt. Waialeale (1 524 m) na Havajskim otocima (Kauai) godišnji srednjak iznosi 11 981 mm, pa bi to čini se bila najveća srednja godišnja količina kiše na Zemlji. U svim postajama s izuzetno velikom količinom padalina najveći je dio posljedica orografskog efekta. Izuzetno velike dnevne količine kiše padaju na planinskim privjetrinama za vrijeme prolaza tropskih ciklona. Tako je za vrijeme prolaza tajfuna »Gloria« 10.–11. IX. 1963. na postaji Paishih na Tajvanu palo 1 248 mm kiše, a na otoku Réunion (postaja Cilaos) u Indijskom oceanu u jednom je danu, 16. III. 1952., palo 1 870 mm kiše. (Godišnji srednjak u Zagrebu od 1901. do 1960. god. iznosi 881 mm!)

Količina kiše u određenom periodu u praksi je vrlo važna jer o njoj ovisi destruktivna snaga kiše (poplave, erozija tla, režim riječnih tokova). Tako se susreće pojam intenzitet kiše I (ili gustoća padaline)

$$I = \frac{P}{t}$$

P = količina kiše u promatranu razdoblju *t*, danu, satu, minuti ili broju dana s padalinama.

Vrlo je važno pravilno odrediti period motrenja, jer se pokazalo da intenzitet padalina u tijeku jedne nepogode vrlo varira, tj. najveći dio padaline najčešće padne u jednom kraćem intervalu, a ne u tijeku trajanja cijele nepogode. Kiša je (»prolom oblaka«) najintenzivnija 10–20 minuta, a s duljinom trajanja nepogode intenzitet kiše se smanjuje. (Intenzitet kiše raste prije svega s povećanjem veličine kišnih kapi, a tek onda s povećanjem njihova broja. Na primjer, kiša s intenzitetom 1 mm/h sastoji se od kapljica s promjerom 1 mm, a kiša s intenzitetom 102 mm/h sastoji se od kapljica s promjerom 3 mm.)

Osim (srednje) godišnje količine padalina važno je znati i (srednji, mjesečni ili godišnji) broj dana s padalinama ili broj padalinskih dana. U gradu Iquique u Čileu 14 godina za redom nije pala mjerljiva količina kiše. Drugi je ekstrem Bahia Felix (»Sretni zaljev«) u južnom Čileu, gdje prosječno godišnje ima 325 dana s padalinama.

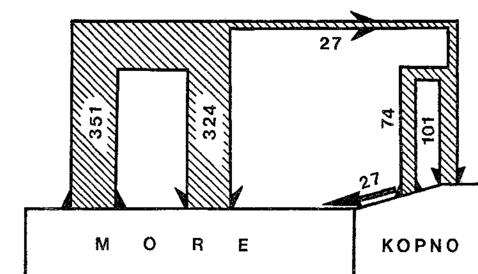
Budući da šume prekrivaju golema prostranstva na našem planetu, potrebno je navesti samo nekoliko činjenica o utjecaju šume na količinu padalina koje dospiju do tla. Biljke ne mogu uzimati padalinsku vodu neposredno iz zraka, nego samo iz tla, pa tek iz njega biljke posredno crpe potrebnu količinu vode. Zato su vrsta, količina i godišnji hod padalina bitni za rast biljaka. Kiša je za vegetaciju najpovoljnija vrsta padaline. Najpovoljnija je ako je dugotrajna, sitna i gusta jer tada najbolje natapa tlo. Mnoge kišne kapi zadrže se na listovima, granama i grančicama i odmah počinju isparavati, te su »izgubljene« za tlo. To zadržavanje vode naziva se intercepcijom[105]. Ako kiša pada nešto duže, s vrhova lišća, iglica i grančica počinju padati prve kapi, koje se po veličini bitno razlikuju od kapi izvan sastojine. Kiša se slijeva i po deblu, ali više kod liščara, a manje kod četinara. U atmosferi je promjer kišnih kapi malokad veći od 3 mm, a u sastojini dostigne čak i 6 mm. Veličina kapi u šumi različita je kod raznih vrsta drveća; ta je činjenica važna pri procjenjivanju erozijskog djelovanja kiše. Količina kiše koja dopire na šumsko tlo ovisi o trajanju i količini kiše, o sastavu, sklopu, obrastu, strukturi i o ostalom šumskom raslinstvu. Gubitak vode intercepcijom iznosi 6–39%, a ovisi o količini kiše. Intercepcija je osobito velika kad padne relativno malo kiše; s povećanjem količine kiše intercepcija je sve manja. Intercepcija je mnogo veća u sastojini smreke, nego u sastojini bukve. Pri manjim količinama kiše u šumi padne manje kiše nego u okolnom otvorenom prostoru. Dakle, količina kiše koja dospije u šumsko tlo ovisi o brojnim faktorima u samoj šumi i o svojstvima padaline. Zato se intercepcija i količina padalina koje dopru do tla u šumi mijenjaju u tijeku godine. Tako se, npr., u Westfaliji u 70-godišnjoj sastojini smreke i u 95-godišnjoj sastojini bukve od ukupne količine kiše ljeti intercepcijom zaustavlja 32,4% padalina, a zimi 26%. U sastojini samo bukve te veličine iznose 16,4% ljeti i 10,4% zimi. Prema tome, od ukupnih padalina dopire do tla u sastojini smreke 66,9% ljeti i 73,3% zimi, a u sastojini bukve 67% ljeti i 73% zimi. Iz toga se može zaključiti da u godinama s količinama padalina ispod prosjeka, odnosno u sušnim godinama, posljedice mogu biti ozbiljnije, jer je u šumi količina padalina još manja nego na susjednom otvorenom polju. Intercepcija ne postoji samo u šumi. Na nju treba računati u svakom biljnom pokrovu. Tako je mjerenjima na polju zasijanome pšenicom i ječmom u Freisingu u Njemačkoj J. Eimern (1964.) utvrdio da je u razdoblju od 16. VI. do 26. VII. 1962. kroz pšenicu do tla dospjelo 77%, a kroz gusto sijani ječam 49% od količine kiše koja je pala na 1 m visine u kišomjeru.

1.5.3.2. **KOLIČINA VODE U ATMOSFERI.**

U velikim dijelovima svjetskog mora (oceanska pučina) i teško pristupačnoj unutrašnjosti kontinenata (Afrika, Antarktik, Grenland, Južna Amerika, Tibet itd.) ne postoje sistematski podaci o veličini evaporacije i količini padalina, pa se podaci, odnosno procjene o količini vode u atmosferi znatno razilaze, ili pak nisu potpuno pouzdane. Sa svih svjetskih mora evaporira godišnje 351 000 km^3, sa kopna 74 000 km^3 vode (sl. 173.). Budući da more ima mnogo veću površinu nego kopno, najveća količina padalina vrati se na morsku površinu (324 000 km^3), a samo 27 000 km^3 vjetar prenese na kopno. Istu količinu vode odnesu rijeke natrag u more. Prema tome, na kopno godišnje padne 101 000 km^3 vode, ili ukupna količina padalina iznosi 425 000 km^3 vode. Sa svih mora ispari godišnje prosječno 973 mm vode. U literaturi se često navode podaci W. Meinardusa (1934.). Na more padne 411 600 km^3, a na kopno 99 480 km^3, što ukupno iznosi 511 000 km^3 vode. U prosjeku na more padne godišnje 1 139 mm, a na kopno 670 mm padalina, ili u prosjeku za cijelu Zemlju uzima se 1 002 mm.

Nejednolika raspodjela kopna i mora uzrokuje i nejednaku raspodjelu padalina. Na sjevernu hemisferu prosječno godišnje padne 997 mm, a na južnu 1 007 mm. U svakom momentu u atmosferi se nalazi 12 300 km^3 vode. Ipak, količina vode u atmosferi je malena, tako da golema količina kiše koja zna pasti u kratkom vremenu na određenom prostoru upućuje na izuzetnu važnost advekcije vodene pare.

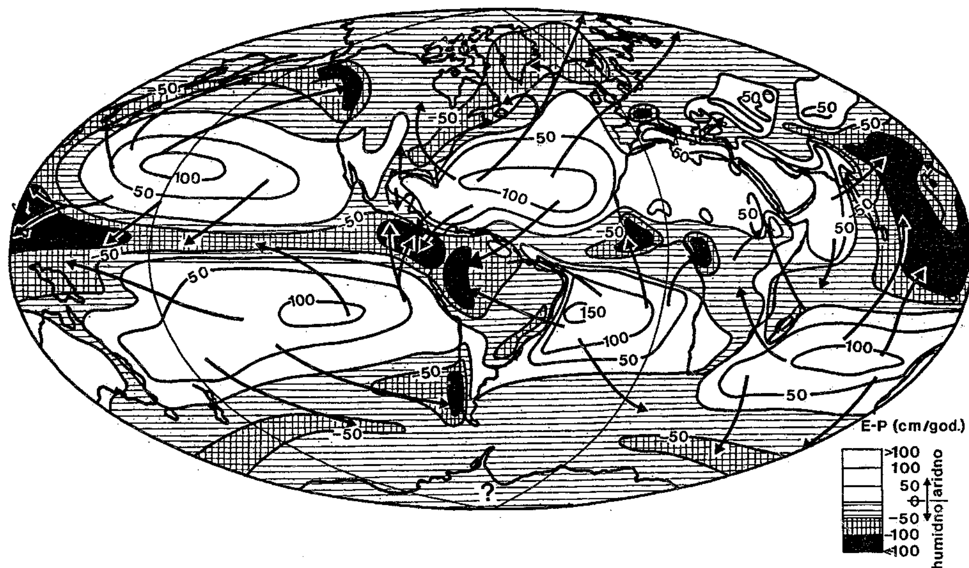
Za upoznavanje kruženja vode u atmosferi i za njezinu geografsku raspodjelu vrlo je važan odnos evaporacije i količine padalina (sl. 174.), koji se dobiva odbijanjem prosječne godišnje količine padalina (P) od prosječne godišnje evaporacije (E). Tako se diferenciraju dva dijela svijeta: aridni ili suhi, ako su padaline manje od evaporacije (pozitivne vrijednosti), te humidni ili vlažni, ako je evaporacija manja od padalina (negativne vrijednosti) u go-



Sl. 173. Kruženje vode i vodene pare u atmosferi i na kopnu (tisuće km^3 vode) (G. Wüst i F. Möller; izvor: G. Dietrich i K. Kalle, 1957.)

[104] lat. *pluvia* – kiša; grč. *grafein* – pisati

[105] lat. *interceptio* – oduzimanje



Sl. 174. Geografska raspodjela razlike evaporacije (E) i padalina (P), glavni smjerovi transporta vodene pare u atmosferi (F. Albrecht i W. C. Jacobs; izvor: G. Dietrich i K. Kalle, 1957.)

dišnjem prosjeku. Aridna se područja poklapaju sa suptropskim pojasima visokog tlaka, ili se nalaze u zavjetrini velikih planinskih lanaca (južna Argentina, zapadni dio SAD-a) ili se pak zbog svoje udaljenosti od mora nalaze predaleko od izvora vlage (srednja Azija, jug europskog dijela ZND-a). Iz odnosa evaporacije i padalina možemo zaključiti da u humidne krajeve mora odnekuda dolaziti vodena para. Tako se doznaje o smjerovima prenošenja vodene pare. Vrijedi i obratno, usporedbom evaporacije i padalina u aridnim krajevima, mora se zaključiti da vodena para nekamo odlazi.

Usporedba s kartama glavnih smjerova vjetrova pokazuje izvanrednu podudarnost glavnih zračnih strujanja i smjerova transporta vodene pare. Iz suptropskih maksimuma vjetrovi prenose vodenu paru prema ekvatorskom pojasu (pasati), a južne i zapadne (odnosno sjeverne i zapadne na južnoj hemisferi) struje (pojas glavnih zapadnih vjetrova), te monsuni prenose vodenu paru u više geografske širine i dublje u kontinente. Na istočnim periferijama suptropskih anticiklona (zapadne obale kontinenata) nema prenošenja vodene pare s mora na kopno, pa su to krajevi s vrlo izraženim pustinjskim karakteristikama. Na karti se mogu uočiti područja u kojima se velika humidnost svodi na utjecaj orografije, odnosno reljefnog povećanja padalina (sjeverni dio zapadne obale Sjeverne Amerike, najsjeverniji i najjužniji dio Anda, istočne padine Anda u Amazoniji, Kamerun, zapadni dio obale Gvinejskog zaljeva, Alpe, Skandinavsko gorje itd.). Uz ekvator, gdje su vrijednosti E–P negativne, velika količina kiše nadjača utjecaj visoke temperature. U tropima i izvan njih u umjerenim širinama, gdje su vrijednosti E–P pozitivne, dominantno je značenje visoke temperature, a istodobno smanjenje padalina ne može kompenzirati gubitak evaporacijom. U umjerenim i visokim geografskim širinama, gdje su vrijednosti E–P negativne, dominantan je faktor sve niža temperatura i mora i zraka, a količina padalina raste u tolikoj mjeri da znatno nadmašuje evaporaciju s prosječno hladne vode. (Ovdje se ne razmatraju velike lokalne razlike, odnosno odstupanja od zonalnog prosjeka.) Tako je u godišnjem prosjeku, a u svakoj se pojedinoj godini prikazane granice mogu znatno mijenjati, tj. neki kraj koji je u višegodišnjem prosjeku humidan, u nekih godina može biti aridan, ili obratno. Velike razlike, sudeći prema sl. 174. postoje onda kad se E–P promatra samo u jednoj godini, a ne u višegodišnjem prosjeku. Tako mnogi krajevi koji su u godišnjem prosjeku humidni mogu i po više mjeseci biti aridni i obratno.

1.5.3.3. **ADIJABATSKE PROMJENE TEMPERATURE.** Postanak padalina krajnji je rezultat niza procesa u atmosferi, ali se oni u biti mogu svesti na snižavanje temperature određenog volumena zraka u kojemu nastaje kondenzacija ili sublimacija vodene pare. Pri adijabatskoj se promjeni temperature nekoj čestici zraka ne dovodi niti odvodi toplina, nema izmjene topline s okolinom, tj. pretpostavlja se da se u slobodnoj atmosferi u kraćem

razdoblju dovođenje topline iz okolice može zanemariti.

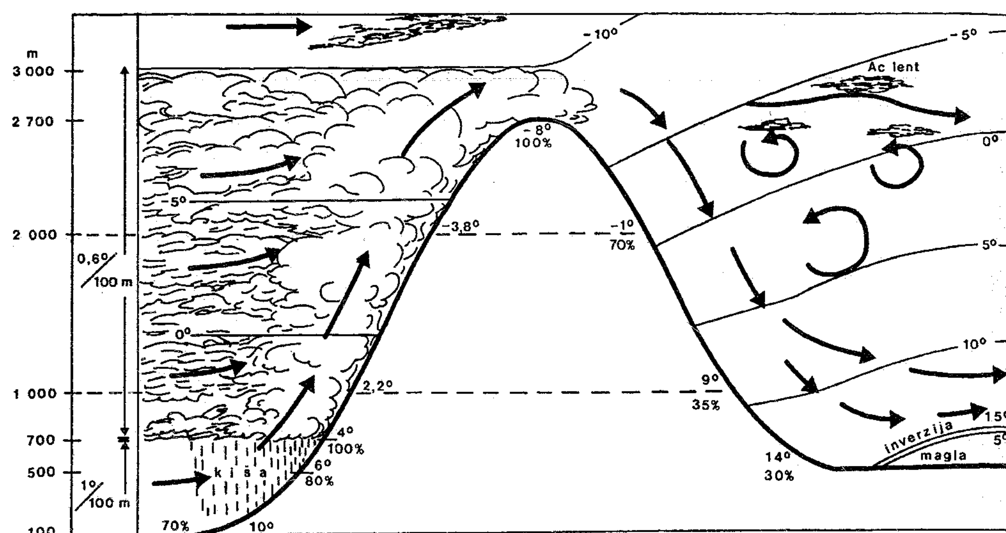
Adijabatskom kompresijom plin se ugrije, a adijabatskom ekspanzijom ohladi, jer se pri adijabatskim promjenama stanja rad u plinu obavlja samo trošenjem njegove unutrašnje energije. Promjene temperature koje nastaju ekspanzijom ili kompresijom plina, prikazuju se krivuljama koje se zovu *adijabate*[106]. Adijabatsko ohlađivanje zraka zbog njegova dizanja i ekspanzije glavni je proces koji uzrokuje stvaranje oblaka. Da bi proces bio adijabatski, ne smije predugo trajati, inače bi mogla otpočeti izmjena topline s okolicom.

Pri adijabatskom dizanju nezasićeni se zrak na svakih 100 m ohlađuje za 1°C (bez obzira na to kolika je temperatura okolnog zraka); to je adijabatska stopa ohlađivanja ili adijabatski gradijent temperature. Budući da još nema kondenzacije, ispravnije je reći suhoadijabatska stopa ohlađivanja. (Suhoadijabatsku stopu ohlađivanja neke čestí zraka koji se izdiže treba oštro lučiti od vertikalnoga gradijenta temperature koji označuje vertikalnu promjenu temperature u atmosferi koja miruje!) Ako postoje uvjeti za daljnje izdizanje zraka, adijabatskim će se hlađenjem zrak sve više približavati stanju zasićenosti. Tako će na određenoj visini započeti kondenzacija; visina na kojoj vodena para postaje zasićena i na kojoj počinje kondenzacija vodene pare zove se razina kondenzacije (ili kondenzacijska razina). Od tog momenta cijeli proces postaje znatno kompliciraniji, jer se kondenzacijom (i eventualno sublimacijom) vodene pare oslobađa latentna toplina (kondenzacijom grama vodene pare oslobađa se 597 gcal ili 2 500 J topline), koja ulazi u proces. Ona se troši za rad pri daljnjoj ekspanziji zraka. To je razlog što se od momenta početka kondenzacije vodene pare zrak koji se izdiže ohlađuje *sporije* nego do početka kondenzacije, tj. *manje* nego 1 °C na 100 m izdizanja. Broj koji pokazuje koliko se ohladi zrak u kojemu je vodena para zasićena, kad se adijabatski digne za 100 m, zove se zasićeno adijabatska stopa ohlađivanja ili mokroadijabatski gradijent temperature (to je promjenljiva veličina ovisna o temperaturi zraka), a krivulja koja prikazuje te promjene zove se zasićena ili mokra adijabata, za razliku od suhe adijabate, koja prikazuje promjene temperature suhe čestí zraka, dakle prije kondenzacije. Zasićenoadijabatska stopa ohlađivanja pri temperaturi i tlaku koji se najčešće susreću pri tim procesima iznosi oko 0,5–0,7 °C/100 m. U mokroadijabatskom procesu stalno se stvaraju oblaci, pa treba lučiti pojavu kad voda, koja je nastala kondenzacijom, ostaje u čestí zraka, od pojave kad proizvodi kondenzacije padaju na zemlju. Zato razlikujemo: a) kondenzacijsko-adijabatski proces, kad proizvodi kondenzacije ostaju u čestí, i b) pseudoadijabatski[107] proces, kad proizvodi kondenzacije padaju na podlogu i više ne utječu na procese u čestí. Treba posebno istaknuti važnost drugog procesa, tj. važnost pseudoadijabatskog procesa. Zamislimo da se čest digla tako visoko i da se tako jako ohladila da se sva vodena para kondenzirala i sublimirala i pala na zemlju. Počne li se ta »ispražnjena« čest spuštati, onda se toplina ne mora trošiti na isparivanje eventualno preostalih proizvoda kondenzacije i sublimacije. Zato se adijabatskom kompresijom čest zagrijava za 1 °C/100 m spuštanja. U pseudoadijabatskom procesu spuštanje zraka uzrokuje njegovo zagrijavanje po suhoj adijabati, pa čest stiže na početnu razinu suha i s mnogo višom temperaturom nego što ju je imala prije dizanja. Pseudoadijabatski proces započinje onda kad zračna struja mora prelaziti preko planinske barijere.

Ravnoteža atmosfere ovisi o odnosu vertikalnoga gradijenta temperature i adijabatske stope ohlađivanja. Atmosfera je u stabilnoj ravnoteži ako se čest zraka djelovanjem nekoga vanjskog impulsa nakon pomaka iz prvobitnog stanja vrati u svoj prvobitni položaj. Atmosfera je u labilnoj ravnoteži ako se čest zraka, nakon pomaka iz prvobitnog stanja prestankom djelovanja vanjskog impulsa i dalje udaljuje od svoga prvobitnog položaja. (U atmosferi je važna konvekcijska labilnost; naime, često se događa da je čest zraka sama po sebi stabilna, ali ako je ona pod utjecajem neke sile izdignuta toliko da počinje kondenzacija, oslobođena toplina uzrokuje labilnost čestí. To se događa na frontalnim plohama na privjetrinama planina.) Atmosfera je u indiferentnoj ravnoteži ako se čest zraka, pomaknuta iz svoga prvobitnog položaja i u novom položaju nalazi u ravnoteži. Atmosfera u kojoj vodena para nije zasićena (tj. relativna je vlaga < 100%), a to je atmosfera ispod razine kondenzacije, u stabilnoj je, indiferentnoj ili labilnoj ravnoteži prema tome je li vertikalni gradijent temperature manji, jednak ili veći od adijabatske stope ohlađivanja. Čest u labilnoj ravnoteži izdizat će se tako dugo dok ne stigne do razine na kojoj su temperatura i gustoća zraka jednake temperaturi i gustoći čestí. To je razlog da postoji gornja granica razvoja oblaka. Adijabatsko hlađenje zraka praktički je jedini proces koji može ohladiti goleme mase zraka, jedini proces koji uzrokuje padaline na golemim prostranstvima.

[106] grč. *adiabatos* – koji se ne može prijeći

[107] grč. *pseudes* – lažan

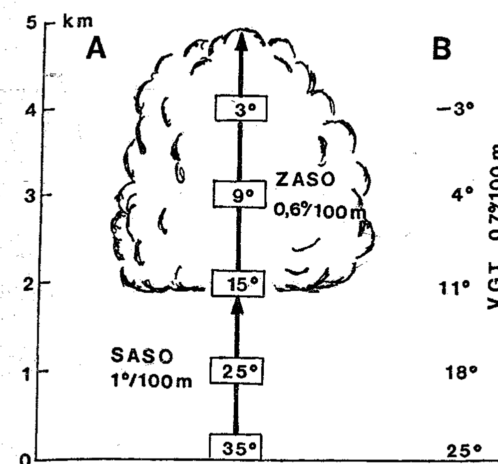


Sl. 175. Shema postanka južnog fena u Alpama u jesen (H. G. Cannegieter; izvor: J. Blüthgen, 1966.)

Tek sada možemo potpuno razumjeti procese u atmosferi koji su pod neposrednim utjecajem reljefnih barijera (sl. 175.), odnosno sada se može protumačiti mehanizam zagrijavanja, tzv. *slapovitih vjetrova* (fen, bura itd.) i nejednaka raspodjela padalina na planinskim padinama. Važna je cirkulacijska ekspozicija, tj. odnos pružanja planine prema dominantnim vjetrovima. Tako nastaju izdvajanja privjetrine (ili navjetrine) od zavjetrine i velike razlike u količini padalina te sve razlike koje proizlaze iz toga. Zračna struja koja puše s juga u Alpama (sl. 175.) koje su u ovom primjeru visoke 2 700 m, ima temperaturu t = 10 °C, a relativna vlaga iznosi U = = 70%. Zbog postojanja barijere zrak se prisilno izdiže (uzrok gibanja zraka je horizontalni gradijent tlaka, velika razlika između tlaka zraka u prostranom području južno od Alpa i tlaka zraka sjeverozapadno od Alpa), pritom ekspandira, adijabatski se hladi (u početku po suhoj adijabati), pa na visini od 700 m temperatura padne na 4 °C (dakle, temperatura je pala sa 10 °C na visini od 100 m, na 4 °C na 700 m, tj. pala je za 6 °C na 600 m, odnosno 1 °C na 100 m), a relativna će vlaga biti 100% (prije početka izdizanja na visini od 100 m relativna je vlaga iznosila 70%). Počela je kondenzacija, stvaraju se oblaci. Daljnjim uzlaznim gibanjem zrak se i dalje hladi, pa vodena para stalno ostaje zasićena, ali temperatura zbog oslobađanja latentne topline opada sporije, samo 0,6 °C/100 m. Tako će temperatura na 2 000 m biti −3,8 °C, a na vrhu −8 °C. U zavjetrini počinje suprotan proces, suhoadijabatsko zagrijavanje zraka (samo ako na privjetrini sva kondenzirana voda ispadne); on se zagrijava 1 °C/100 m, pa će u svakoj točki u zavjetrini temperatura biti *viša*, a relativna vlaga *niža* nego na istoj razini na privjetrini. Na razini 500 m relativna vlaga bit će samo 30%, a temperatura 14 °C. Usporedimo to s temperaturom i relativnom vlagom prije početka izdizanja zraka (t = = 10 °C, U = 70%), pa ćemo zaista lako zaključiti kakve i kolike su posljedice tog procesa. Tako je vjetar koji se spušta s Alpa (fen) *suši i topliji* nego vjetar koji se izdiže na privjetrini. Privjetrina je vlažna, a zavjetrina suha. Ali, sve to što je rečeno ne vrijedi samo za Alpe. Kolike će biti posljedice fenskog efekta, ovisi o čestini smjera glavnog vjetra. Razlike između privjetrine i zavjetrine bit će najveće onda kad preteže jedan od vjetrova okomitih na pružanje planine. Usprkos shematičnosti prikaz je vrlo blizu stvarnosti. Sjeverno predgorje Alpa je na 500–600 m, tj. oko 400 m je više od Padske nizine, odakle dolazi zrak. U hladnom dijelu godine u sjevernom alpskom predgorju nastaje magla (tako je i prikazano na sl. 175., ali ne mora uvijek biti tako) u sloju s vrlo jakom inverzijom temperature.

1.5.3.4. DINAMIKA POSTANKA PADALINA.

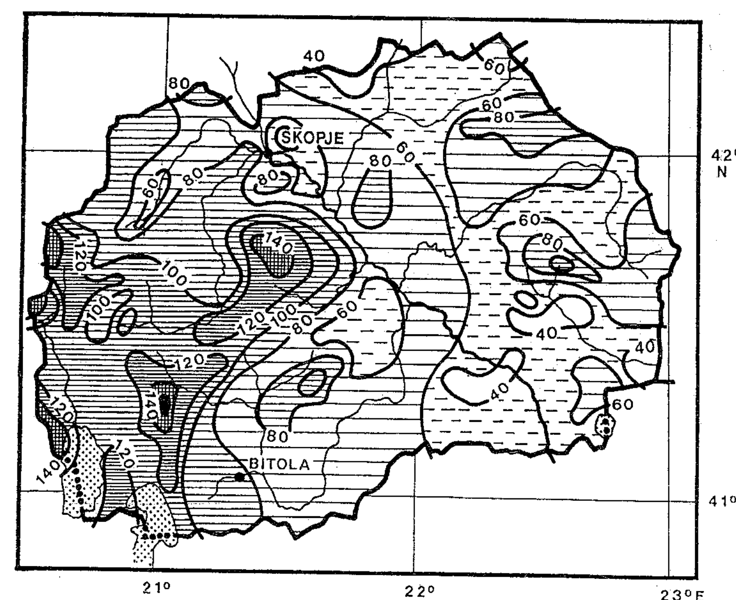
U najelementarnijem smo se opsegu već upoznali s fizičkim procesima koji stvaraju kapljice vode, ledene kristale i snježne pahuljice u oblaku, i s načinom kako od njih nastaju padaline. Sada ćemo otići još korak dalje; više nas neće zaokupljati individualne kapljice kiše i ledeni kristali, nego ćemo promatrati postanak padalina u velikim dimenzijama, zanimat će nas dinamički procesi, često u znatnom dijelu troposfere, čija je posljedica postanak padalina. Adijabatsko je hlađenje zraka najvažniji meha-



Sl. 176. Postanak termičkog konvekcijskog sustava

nizam postanka padalina. Postoje tri načina postanka padalina, tri procesa koji uzrokuju hlađenje zraka vrlo velikih dimenzija: a) termička konvekcija, b) prisilno izdizanje zraka na reljefnim barijerama i c) polagano izdizanje zraka uz toplu frontu i burnije izdizanje zraka na hladnoj fronti u ciklonama. Ne smije se misliti da padaline nastaju isključivo na jedan od spomenutih načina. U stvarnosti su češće kombinacije dvaju ili čak i triju uzroka izdizanja zraka (osobito nad kopnom), ali pokatkad možemo govoriti isključivo o jednom načinu postanka padalina. Osim toga, moguće je promatrati samo pojedine slučajeve u određenom datumu, ili pak prosjeke iz duljeg razdoblja.

Najjednostavniji je postanak termičke konvekcije nad malom površinom i u malenu volumenu zraka; posljedica je toga postanak oblaka kumulusa (sl. 176.). Pretpostavka za njezin postanak jest naglo zagrijavanje podloge (strana A; na podlozi je temperatura 35 °C). Drugi je važan uvjet da između stupca zraka u kojemu se zrak izdiže i okolnog zraka gotovo i nema razmjene topline. Iz fizičkih uvjeta postanka lako se može zaključiti da termička konvekcija opisanih razmjera postoji samo u toplom dijelu godine i u popodnevnim satima nad kopnom, a u hladnom dijelu godine i noću samo nad morem. U vlažnim tropima konvekcija nastaje cijele godine. Zagrijani se zrak diže (zbog nastanka uzgona, sile koja djeluje protivno sili teži), ekspandira i hladi po suhoadijabatskoj stopi ohlađivanja, SASO tj. 1 °C/100 m. (Tako je na 1 000 m visine temperatura zraka 25 °C.) Osim toga, hlađenjem zraka raste relativna vlažnost i sve se više približava stanju zasićenosti, tj. rosištu. Na visini od oko 2 km (uz temperaturu od 15 °C) započinje kondenzacija vodene pare, oslobađa se latentna toplina, zrak se i dalje diže, ali se hladi sporije, po zasićenoadijabatskoj stopi ohlađivanja, ZASO tj. 0,6 °C/100 m (pa je na 3 km visine temperatura 9 °C). Te su promjene temperature dakle, posljedica izdizanja zraka. Istodobno oko tog stupca s konvekcijom nalazi se zrak koji »miruje«, pa u njemu temperatura jednoliko



Sl. 177. Raspodjela kiše u Makedoniji 16. XI. 1962. (J. Mavrodiev i A. Lazarevski, 1971.)

opada s visinom po stopi 0,7 °C/100 m (vertikalni gradijent temperature, VGT). Međutim, čim se proces nešto razvije počinje kompenzacijsko strujanje, počinje bočna konvergencija u donjim slojevima. Istodobno na visini počinje divergentno strujanje i spuštanje hladnijeg zraka s obje strane konvekcijskog stupca. Kondenzacija vodene pare prestaje, a već nastale kapljice vode isparavaju. Zrak koji se spušta izvan konvekcijskog stupca zagrijava se po suhoadijabatskoj stopi (1 °C/100 m). Iz nešto jače razvijenoga kumulusa može padati i jaka kiša, ali je ona obično kratkotrajna i pada na relativno malenu površinu. (U aridnim krajevima kiša često ne dopire do tla.) Kumulus može prerasti u kumulonimbus, odnosno u nepogodu mnogo većih dimenzija, ali je tada riječ o mnogo kompleksnijem sustavu.

U ovu se skupinu ubrajaju obilne kiše koje nastaju kad hladniji i gušći zrak na visini preplavi topliji i rjeđi zrak na površini. Hladniji i teži zrak počinje tonuti, spuštati se i prisilno izdizati topliji zrak. To je uzrok vrlo jakih grmljavinskih nepogoda, a nastaju i noću; to je prisilna konvekcija (v. sl. 180.).

Orografske[108] padaline nastaju onda kad je masa zraka, pod utjecajem općeg strujanja u većem području, prisiljena da se izdiže uz planinske padine, visoravni ili bregove (sl. 175.). Prisilnim izdizanjem zraka nastaje adijabatsko hlađenje i kondenzacija (sublimacija) vodene pare. Orografska padalina izrazita je osobito ako je zračna struja približno okomita na pružanje reljefne barijere. U svim kasnijim primjerima prikazana je vertikalna raspodjela padaline u godišnjem prosjeku. Kad već govorimo o orografskoj padalini, bit će zanimljivo najprije promotriti jedan konkretan primjer njezine raspodjele.

Za primjer ćemo uzeti raspodjelu kiše koja je 16. XI. 1962. pala u Makedoniji (sl. 177.). U studenome 1962. pale su katastrofalno velike količine kiše u većem dijelu Makedonije. (Izohijete na sl. 177. označuju količinu kiše koja je pala za 24 sata, a izmjerena je 16. studenoga 1962. u 7 h ujutro.) Na sjevernim i sjeverozapadnim padinama najviših planina palo je 120–140 mm kiše za 24 sata. Tako se po izohijetama lako može rekonstruirati reljef Makedonije; sve više planine ističu se kao »otoci« s vrlo povećanom količinom kiše. U nekim prostranim reljefnim depresijama, u nižim dijelovima Makedonije, palo je manje od 60 mm, a na nekim mjestima čak i manje od 40 mm kiše. Budući da su planine izvorišta svih većih rijeka, tako intenzivne kiše izazvale su katastrofalne poplave (Vardar, Treska, Radika, Pena i dr.).

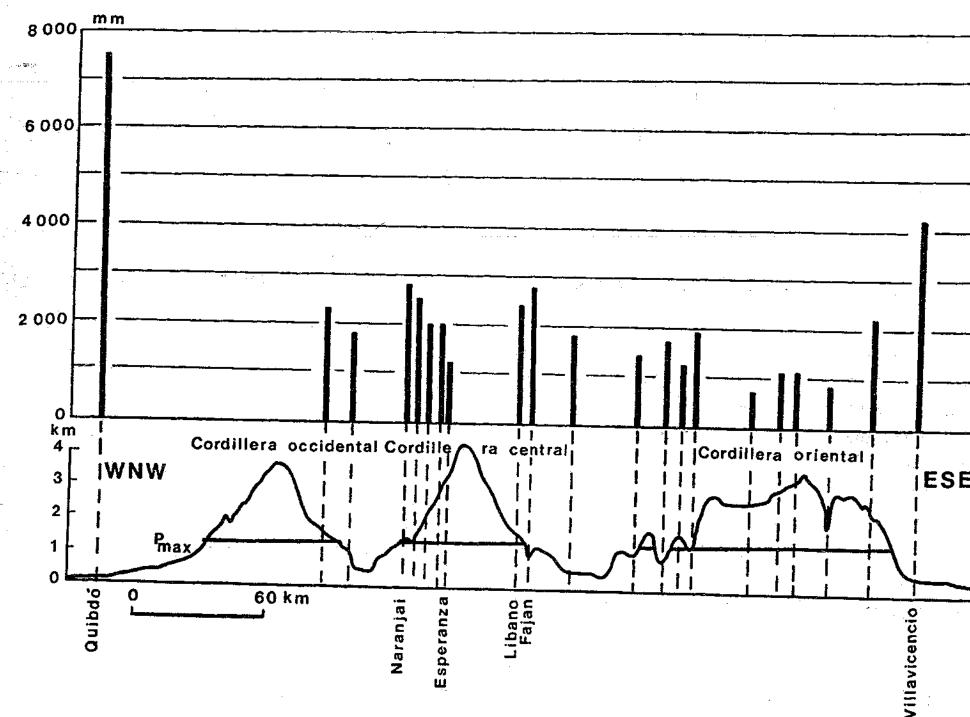
Interesantna je raspodjela orografskih padalina u vlažnim tropima. Kompariranjem brojnih istraživanja zaključilo se da se u vlažnim tropima pojas maksimalne količine kiše nalazi na 900 – 1 400 m. S porastom nadmorske visine količina kiše smanjuje se po stopi prosječno 100 mm/100 m. Uzrok tome je naglo opadanje specifične vlage s visinom, te dominantna uloga konvekcijske naoblake. Tako najviše kiše padne u predgorjima i na manjim visinama, a manje na većim visinama; može se govoriti o *inverziji padalina*. Zato postoji bitna razlika između planinskih krajeva u tropima i izvan njih. U tropskim planinama najgušće naseljeni krajevi su iznad pojasa s maksimalnom količinom kiše, a suprotno tome u planinama u umjerenim širinama pojas s maksimalnom količinom padalina je iznad najgušće naseljena prostora. Ta klimatska činjenica vrlo je važna u životu stanovništva, osobito u tropima, odnosno u tropskim planinama. Golema količina kiše i neprestano visoka temperatura u podnožju vlažnih tropskih planina omogućila je razvoj prašume, koja je potisnula ljude u veće visine. Pojas maksimalne količine kiše je između tierre caliente i tierre templade. Relativno sušna zona u tropskim je planinama vrlo važna, uz ostalo i za agrarnu proizvodnju. Tako su se u većim visinama mogle proširiti brojne kulture koje inače ne uspijevaju u vrlo vlažnim nižim predjelima, odnosno u tropskim planinama postoji više vegetacijskih katova koji pridonose diverzifikaciji agrarne proizvodnje, koja je toliko potrebna tropskim zemljama često s jednostranom agrarnom proizvodnjom.

Na sl. 178. prikazan je utjecaj reljefa na količinu kiše u kolumbijskim Andama na oko 5° N. To je upravo klasičan primjer vertikalne raspodjele padalina u vlažnim tropima. Vidi se da orografski efekt nije jednostavan, iako opća zakonitost postoji. Najviše kiše pada u predgorju Anda (Quibdó 7 500 mm; smatra se da još bliže Cordilleri central pada i 10 000 mm kiše) i do 1 400 m visine. Postoje lokalna odstupanja. S povećanjem nadmorske visine količina kiše opada za oko 90 mm/100 m. Tako najmanje kiše ima u najvišim planinskim dijelovima Kolumbije. Najljepši je primjer opadanja količine kiše s porastom nadmorske visine Cordillera central. Naranjai na 1 400 m nadmorske visine ima prosječno godišnje 2 800 mm kiše, a Esperanza na 3 250 m visine samo 1 200 mm. Očito je da je slično i na strani ESE, gdje viši Libano ima 2 400 mm, a niži Fajan 2 800 mm kiše. I u Cordilleri oriental jasno se vidi da niže periferne postaje primaju više kiše (Villavicencio 4 200 mm, a na nešto većoj visini uzima se da pada oko 5 500 mm kiše) nego postaje na velikim visinama.

Osim tih utjecaja treba spomenuti i opću zakonitost da se količina kiše smanjuje u dolinama, npr. u dolinama Magdalene i Cauce. Postoje i iznimke, uzroci kojih su lokalni utjecaji, pri čemu svakako treba istaknuti ekspoziciju, izloženost glavnom kišonosnom vjetru. Slično je utvrđeno i u drugim tropskim krajevima.

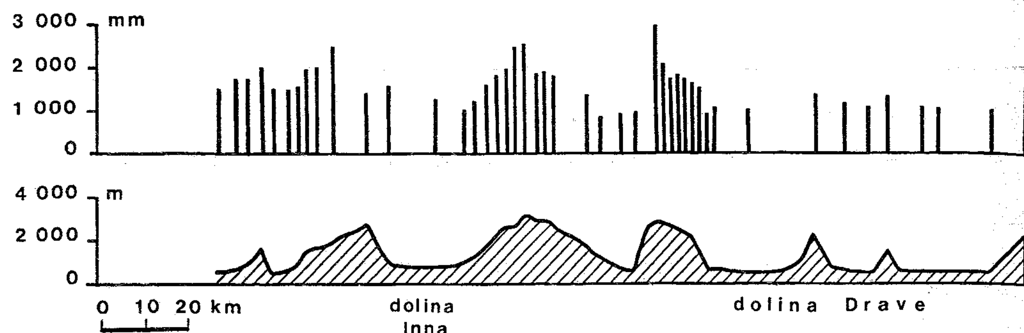
Što je uzrok takve raspodjele padalina? Većina vodene pare koncentrirana je u nižem dijelu troposfere. U tom najvlažnijem dijelu troposfere nastaju tzv. »vodeni oblaci« (Cumulus congestus) koji donose kišu tropskim nizinama i predgorjima, jer njihova gornja granica razvoja ne prelazi 2 800–3 000 m.

Vertikalna raspodjela padalina izvan tropa je u biti slična, samo što se pojas maksimalne padaline nalazi mnogo više, pa u mnogim planinama, koje nisu jako visoke, nije moguće utvrditi na kojoj se visini ona nalazi, jer se padaline povećavaju sve do najviših vrhova. Zato se kod padalinskih profila u umjerenim širinama lako može otkriti gotovo savršeno podudaranje reljefa i količine padalina: viši reljef – više padalina, a u intermontanim dolinama ima manje padalina. Od niza profila na sl. 179. prikazan je padalinski profil od istočne Bavarske do doline Drave. Podudaranje reljefa i padalina gotovo je savršeno. Padaline se ne povećavaju samo na planinskim padinama; one rastu na svakom nešto višem brdu. Suprotno tome, svakoj dolini odgovara smanjena količina padalina. W. Weischet (1965.) smatra da se porast padalina s visinom reljefa u višim geografskim širinama ne može protumačiti samo advekcijom vodene pare u ciklonama. »Klizeći« po frontalnoj plohi vlaga može dospjeti na veliku visinu (desno na sl. 180.). Ako na svom putu naiđe na visoku planinsku barijeru, onda se količina padalina i dalje povećava. Dosada još nije svagdje utvrđeno da i u umjerenim geografskim širinama postoji inverzija padalina kao u vlažnim tropima, tj. počinje li se na određenoj (svakako visokoj) razini u planinama smanjivati količina padalina. Smatra se da se ta razina nalazi na oko 5–5,5 km visine. Neka istraživanja pokazuju da je i taj problem kompleksan, tj. da postoje vrlo velike razlike između pojedinih dijelova svijeta. Inverzija padaline u vlažnoj i prema Atlantiku otvorenoj Europi doista nastaje na



Sl. 178. Padalinski profil kroz kolumbijske Ande između gradova Villavicencio i Quibdó; P_{max} pojas s najvećim padalinama (W. Weischet, 1969.)

[108] grč. *oros* – planina; orografske padaline – isto što i planinske padaline



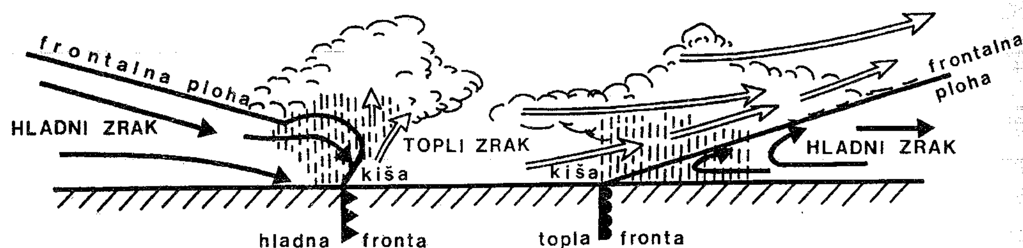
Sl. 179. Profili srednjih godišnjih padalina i reljefa od istočne Bavarske do doline Drave (W. Weischet, 1965.)

velikoj visini. S bitnom promjenom fizičko-geografskih i cirkulacijskih uvjeta i tu mora nastati promjena.

Interesantna je kombinacija utjecaja reljefa i advekcije vlage na frontalnim plohama, kako ćemo to prikazati u trećem primjeru. Granica između njih teško se može postaviti. Zato bi možda bilo bolje lučiti: a) orografske padaline u užem (ili pravom) smislu riječi, tj. one padaline kojih ima samo u planinama, a u susjednim nižim krajevima ih nema, od b) »orografske komponente« u ukupnoj količini padalina, kao posljedice djelovanja orografije na konvekcijski ili frontalni mehanizam postanka padalina.

Kod dovoljno visokih planina njihovo djelovanje može biti tako jako da je u zavjetrini posve suha klima, nasuprot vrlo kišovitoj klimi na privjetrini. Klasičan primjer su Zapadni Gati, Ande i neki dijelovi Kordiljera. Orografske su padaline malokad posljedica samo prisilnog izdizanja zraka uz planinske padaline; one većinom – osim već spomenute kombinacije s frontalnim padalinama – zapravo i nisu posljedica samo prisilnog izdizanja. Osim reljefa u opisanom smislu, najčešće su izraženi sljedeći utjecaji: a) razvijanje jake dnevne konvekcijske struje uz prisojnu padinu u sklopu dnevne cirkulacije u planinama, b) zaustavljanje ciklona odnosno frontalnih ploha ako je planinska barijera velika (npr. Alpe), pri čemu nastaje usisni efekt u zavjetrini, c) stanoviti utjecaj planine na »kanaliziranje« strujanja i d) prisilno izdizanje stabilna zraka koji nakon početka kondenzacije postaje konvekcijsko labilan.

Tako smo došli do trećeg načina postanka padalina, *frontalnih padalina*. One nastaju u sloju relativno toplog i vlažnog zraka koji klizi uz frontalnu plohu (toplu frontu!), ispod koje se nalazi teži hladniji zrak (desni profil na sl. 180.). Takvo najahivanje toplog zraka nastaje u konvergentnim sistemima, u ciklonama. Kliženjem, zapravo prisilnim izdizanjem toplog zraka, započinju isti procesi kao i u prethodnom primjeru, nastaje adijabatsko hlađenje, povećava se labilnost zraka, nastaju uvjeti za razvoj oblaka, odnosno za postanak padalina. Takvo izdizanje zraka pojavljuje se na frontalnim plohama na svim geografskim širinama. Budući da frontalna ploha zatvara s površinom malen kut (mnogo manji nego što je shematski prikazano na sl. 180.), vlažni se zrak sporo diže i pritom se sporo hladi, pa frontalne padaline najčešće nisu tako intenzivne kao konvekcijske i orografske. Frontalne padaline obično dugo traju, kiša najčešće pada polagano, ali zahvaća velika prostranstva; cijelo je nebo zastrto oblacima i po više dana. Takav je razvoj na toploj fronti, na

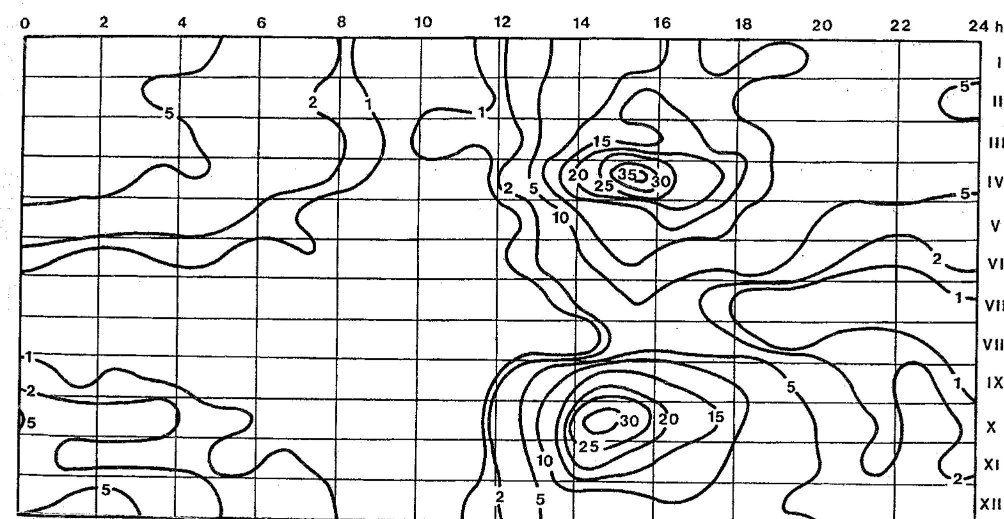


Sl. 180. Shematski profil kroz topli sektor ciklone (G. Trewartha 1954.)

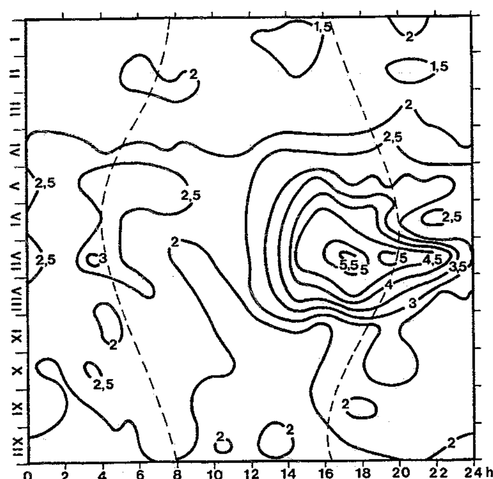
desnom profilu na sl. 180. Nakon toplog zraka prodire hladan i težak zrak koji se potkopava pod topliji zrak. Pritom mora savladati otpor toplog zraka i trenje s podlogom pa se često dogodi da hladni zrak na hladnoj fronti (lijevi profil na sl. 180.) brže prodire na visini nego pri tlu. Pojavljuje se svojevrsni »klin« hladnog zraka iznad toplog zraka pri tlu (ispupčenje na lijevom profilu); on može biti čak i do 150 km ispred hladne fronte pri tlu! Takav »klin« hladnog zraka iznad vrlo toplog i vlažnog zraka ne može se trajnije zadržati. On će prije ili poslije, sad na jednom, sad na drugom području »potonuti«, spustiti se prema tlu, i pritome će izdignuti topliji i vlažniji zrak koji postaje labilan. Tako pred hladnom frontom nastaje niz kumulonimbusa, niz grmljavinskih nepogoda. Takve su nepogode »nanizane« ispred hladne fronte kao »glasnici« njezina dolaska. Tako na hladnoj fronti, u slobodnoj atmosferi, nastaju zapravo konvekcijske padaline, koje smo upoznali u prvom primjeru, samo što je inicijalni uzrok drugi, ne jako zagrijavanje od podloge, nego naglo prisilno izdizanje.

1.5.3.5. DNEVNI HOD PADALINA. Kao i temperatura, tako i padaline podliježu periodičnim i neperiodičnim varijacijama. Promotrit ćemo najprije dnevni hod padalina ili dnevnu varijaciju padalina ili dnevni režim padalina, tj. raspodjelu dnevne padaline po satima (satne ili dvosatne vrijednosti u milimetrima, ili se mogu izraziti i u promilima dnevne količine ili bilo kako drukčije). Dnevni hod padalina nije uvijek izrazit, što proizlazi iz prirode postanka padalina. Dnevni hod padalina može biti izrazit (ili tipičan) jedino kad je za postanak padalina važna temperaturna razlika između dana i noći, odnosno između podloge i atmosfere, tj. kad je padalina pretežno ili isključivo konvekcijskog postanka. Najbolji su uvjeti da se to postigne u vlažnoj i toploj prašumskoj klimi, zatim u vlažnijem dijelu tropa uopće u kišnom periodu (tropska monsunska i savanska klima), ili u kišnom razdoblju u sušnijem dijelu tropa i konačno u ljetnim mjesecima u kontinentskim krajevima umjerenih geografskih širina, gdje najviše kiše pada u toplom dijelu godine. Zato se govori o kontinentskom tipu dnevnoga hoda padalina. (Ovdje treba istaknuti da se u starijoj literaturi pretjerano isticala dnevna periodičnost i da su se previše generalizirali podaci za cijele regije na temelju samo jedne postaje ili malenog broja postaja u ekvatorskom području.) Mnogo puta se može tvrditi da najviše kiše pada u popodnevnim satima, a njezina količina i vjerojatnost naglo opada u noćnim satima (ponegdje se pojavljuje sekundarni maksimum rano ujutro). Frontalne padaline, koje zahvaćaju mnogo veće prostranstvo i traju dulje, manje podliježu dnevnoj periodičnosti.

Suprotno tome je maritimni tip dnevnoga hoda padalina; padalina ima najviše u noćnim i ranim jutarnjim satima. Postanak tog tipa dnevnoga hoda padalina objašnjava se činjenicom da se temperatura morske vode noću malo mijenja u odnosu prema temperaturi vode prethodnog dana, tako da more noću zagrijava donje slojeve zraka. S druge strane, noćnim dugovalnim ižarivanjem, koje je osobito jako na gornjoj površini oblaka, ohlade se viši slojevi zraka koji – postavši specifično teži – tonu, isti-

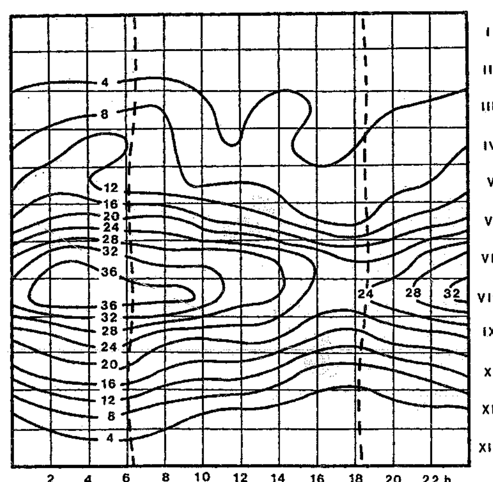


Sl. 181. Izoplete satnih količina padalina (mm) u gradu Quito, Ekvador; 1948.–1957. god. (W. Zimmerschied, 1958)



Sl. 182. Izoplete satnih količina padalina u Beču (mm/sat) 1901.–1963. god.; isprekidanim je krivuljama označen izlaz i zalaz sunca (F. Steinhauser, 1966.)

skuju i izdižu topliji i vlažniji zrak iz nižih slojeva. Tako nastaju jake konvekcije i intenzivne noćne padaline. Danju je sasvim obratno. Relativno hladnije more ohlađuje i najdonje slojeve zraka, pa nastaje stabilna ravnoteža, nestaju uvjeti za konvekciju. Neposredno iznad vode zrak je hladniji od nje, a vlažniji se zrak nešto više iznad toga hladnog sloja ugrije apsorpcijom Sunčeve radijacije, i tako se još više povećava stabilnost atmosfere iznad mora.



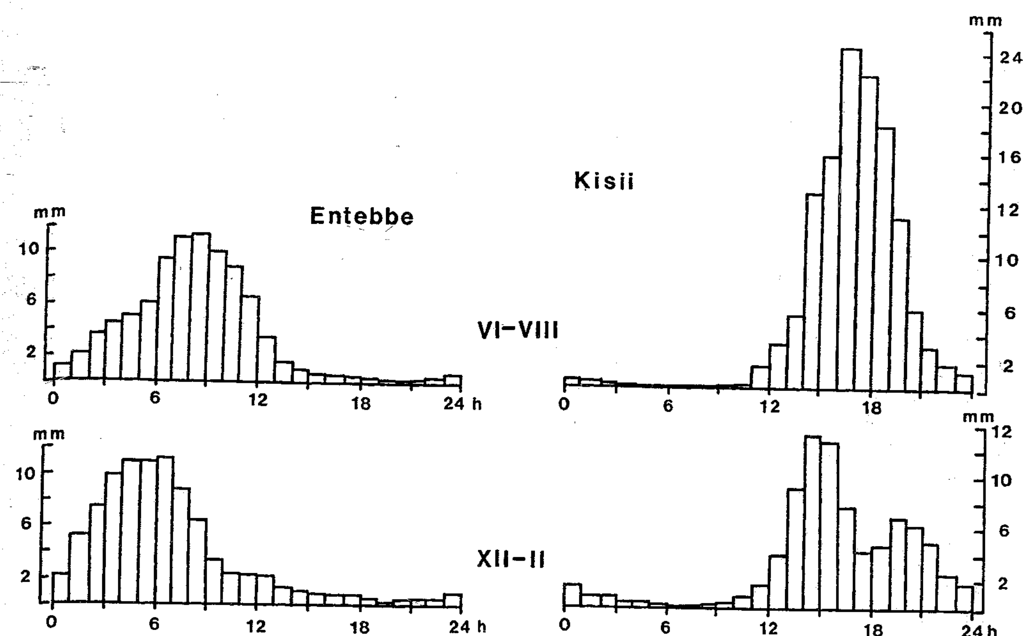
Sl. 183. Izoplete relativne čestine satnih količina (%) u gradu Tiko, Nigerija, na obali Gvinejskog zaljeva, 1951.–1958. god. Isprekidanim krivuljama označeno je vrijeme izlaza i zalaza sunca (D. H. Johnson, 1964.)

Zbog kompleksnosti uzroka postanka dnevnoga hoda padalina, postoji velika mogućnost kompliciranja njezina dnevnoga hoda. Još više, budući da se termički uvjeti izvan tropa bitno mijenjaju smjenom ljeta i zime, dnevni će hod padalina zimi često biti maritiman, a ljeti kontinentski.

Dnevni hod padalina može se prikazati u godišnjem prosjeku tehnikom histograma. Iz njega ne možemo vidjeti postoji li razlika između ljeta i zime. Mnogo detaljnija slika o dnevnom hodu padalina dobiva se upotrebom izopleta; tako se može uočiti dnevni hod padalina u svakome mjesecu, a time i u raznim godišnjim dobima.

Prikaz dnevnoga hoda padalina metodom izopleta u gradu Quito (sl. 181.), koji se nalazi gotovo na samom ekvatoru, 0° 13′ S i 78° 38′ W, na 2 188 m visine upućuje na kompleksnost dnevnoga hoda kiše u tropima. Jasno se vidi da je riječ o kontinentskom tipu dnevnoga hoda padalina s izrazitim maksimumom u poslijepodnevnim satima, ali se u godišnjem prosjeku padalina vidi dvostruki maksimum, u travnju i listopadu, u razdobljima kad je Sunce u zenitu ili gotovo u zenitu (zenitne kiše). Izraziti dnevni hod padalina, tipičan kontinentski tip dnevnoga hoda padalina postoji samo u kišnim razdobljima, a u manje kišnim razdobljima, listopad–kolovoz i opet prosinac–veljača, dnevni hod padalina nije tako izrazit, iako je u svim mjesecima u biti sličan. U sušnom razdoblju značajna je pojava noćnih kiša, koje su relativno važnije nego u kišnim razdobljima.

Nas posebno zanima dnevni hod padalina u kontinentskoj unutrašnjosti u umjerenim širinama. Za primjer smo uzeli nama bliski Beč (sl. 182.), pa sve ono što ćemo reći za dnevni hod padalina u tom gradu više ili manje vrijedi i za kontinentski dio naše zemlje. Malo detaljnijom analizom sl. 182. brzo možemo zaključiti da od listopada do ožujka gotovo ne postoji nikakav dnevni hod padalina. One su jednako raspoređene i danju i noću, i u tome kao da ne postoji neka razlika između pojedinih mjeseci. U tom razdoblju, od listopada do ožujka, vrlo je slabo izražen maksimum krajem noći i ujutro (7–8 h) i u predvečerje (18–19 h). Bitno je drukčije u toplom dijelu godine. Od svibnja do kolovoza vrlo je izrazit poslijepodnevni maksimum kiše između 17 i 18 h. Intenzitet kiše raste od svibnja paralelno s porastom temperature, a opada od srpnja paralelno s njezinim padom. U svim mjesecima opaža se slab sekundarni maksimum u doba izlaza sunca. Minimum dnevnih padalina je oko šest sati poslije jutarnjeg, sekundarnog maksimuma. Tako se u tijeku godine pomiče i sat kad se pojavljuje minimum dnevnih padalina. Dakle, padalina u Beču ima više ljeti nego zimi, više



Sl. 184. Dnevni hod padalina u gradovima Entebbe i Kisii na obali Viktorijina jezera u Africi (B. W. Thompson; izvor: H. Flohn i K. Fraedrich, 1966.)

danju nego noću. Najintenzivnija kiša je u ljetnim poslijepodnevima.

Na sl. 183. prikazan je maritimni dnevni hod padalina u jednoj postaji u tropima. (Za razliku od drugih primjera prikazana je postotna čestina sati s kišom.) Budući da se Tiko nalazi na obali ekvatorskog Atlantika (4° N i 9° E), prevladava strujanje zraka s mora, osobito u »ljetnom«, bolje rečeno, u kišnom razdoblju. Vidi se da postoji ljetni maksimum kiše (kišno razdoblje), a zima je relativno suha. I dnevni hod padaline vrlo je izrazit; kiša najčešće pada kasno noću i rano ujutro, a smanjuje se u tijeku dana. Dnevna amplituda padalina malena je u suhom razdoblju, a naglo raste u kišnim ljetnim mjesecima.

Dnevni hod padalina nipošto nije uvijek tako pravilan, odnosno ne pripada uvijek onom tipu kojemu bi »morao« pripadati. Tako usred oceana ima otoka s kontinentskim tipom dnevnoga hoda padalina, a usred kopna, daleko od mora, ima postaja s maritimnim tipom dnevnoga hoda padalina. Svakako mora postojati mehanizam koji uzrokuje tu promjenu. Evo nekoliko primjera. Zmorac i kopnenjak osobito su razvijeni na velikim otocima u pojasu pasata. Na takvim otocima zmorac sa svih strana konvergira prema jako zagrijanom središtu otoka, gdje se zrak često tako jako izdiže da u poslijepodnevnim satima postoje uvjeti za postanak konvekcijske naoblake s lokalnim pljuskovima.

U stanovitim okolnostima dnevni hod padalina u unutrašnjosti kopna umjesto da pripada kontinentskom tipu može biti obratan, tj. može imati karakteristike maritimnog tipa dnevnoga hoda padalina. To se događa pod utjecajem visokog reljefa. Zbog izrazito diferenciranog zagrijavanja različito orijentiranih padina danju se razvijaju jake uzlazne struje, koje konačno uzrokuju stvaranje konvekcijske naoblake u poslijepodnevnim satima u neposrednoj blizini planine. Ti se oblaci noću prošire i na okolicu planine, u njeno podnožje i predgorje. Isparivanjem jednog dijela kiše u tijeku njezina padanja zrak se ohladi, i taj se hladni zrak noću potkopava pod topliji i vlažniji zrak u ravnici ispod planine. Tako se noću razvija konvekcijska naoblaka s kišom i grmljavinom.

Interesantan je modifikatorski utjecaj jezera na dnevni hod padalina; za primjer smo uzeli Viktorijino jezero u istočnoj Africi (sl. 184.). Površina mu iznosi 68 500 km^2, a razina mu se nalazi na 1 134 m. Značajna je činjenica da se nalazi na samom ekvatoru, a okolica je planinska i brežuljkasta. To je velika vodena masa, pa je odličan primjer za studiranje

lokalnih vjetrova u ekvatorskom području uopće, a posebno za istraživanje dnevne periodičnosti padalina. Noću redovito puše vjetar s hladnijega kopna na toplije jezero, pa se vrlo pravilno pojavljuju noćne nepogode s kišom, sijevanjem i grmljavinom. Zbog divergencije danju, tj. puhanja vjetra s hladnijeg jezera na toplije kopno, danju je nad jezerom vedro, a nad širim obalnim pojasom oblačno. Otuda i pravilan dnevni hod padalina u onim postajama u kojima postoji pravilna smjena vjetra s jezera i s kopna. Na jezeru i na obali, pod dominanatnim utjecajem vjetra s jezera, kiša pada pretežno noću i rano ujutro. Na kopnu pod utjecajem dnevnog zagrijavanja podloge kiša pada pretežno poslijepodne i uvečer. Tu pravilnost lijepo možemo uočiti na postajama Entebbe i Kisii. Entebbe se nalazi na sjeverozapadnoj obali jezera i ima sve odlike maritimnoga dnevnoga hoda padalina; od prosinca do veljače najviše kiše padne od 4–7 h ujutro, a od lipnja do kolovoza maksimum se pomiče na 7–9 h. Dakle, u biti nema nikakve razlike. Kisii je na sjeveroistoku, podalje od obale jezera, pa on ima kontinentski tip dnevnoga hoda padalina. Kiša pada isključivo u poslijepodnevnim satima. Ta je pravilnost osobito izrazita od lipnja do kolovoza (15–19 h), a od prosinca do veljače dnevni je hod u biti isti, samo su numeričke vrijednosti u pojedinim satima manje.

1.5.3.6. GODIŠNJI HOD PADALINA.

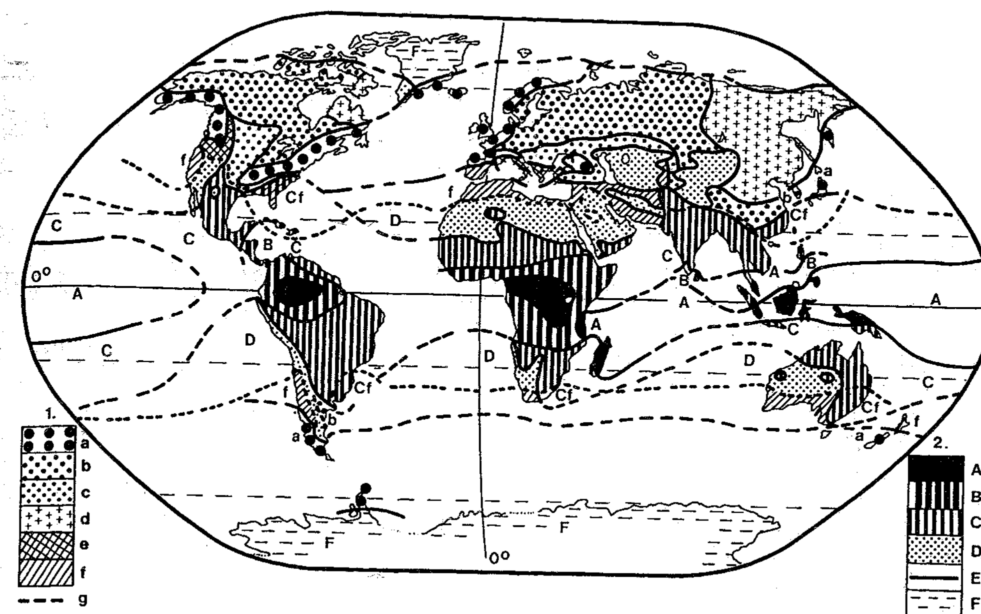
Osim ukupne godišnje količine padalina, za razvoj biljnog pokrova, za agrarnu proizvodnju, hidroenergetski potencijal rijeka itd. bitan je godišnji hod padalina, ili godišnja varijacija padalina, ili godišnji režim padalina, odnosno raspodjela padalina po godišnjim dobima ili – kako se češće radi – po mjesecima. Na godišnji hod padalina utječe niz faktora; najglavniji je sezonsko gibanje divergentnih i konvergentnih zona (odnosno frontalnih ploha) u smjeru sjever–jug i obratno, nešto malo u zakašnjenju za prividnim gibanjem sunca. Zatim slijedi utjecaj diferenciranog zagrijavanja kopna i mora.

Najbolje, najjednostavnije izražen godišnji hod padalina, kao neposredna posljedica premještanja cirkulacijskih pojasa, postoji u najvećem dijelu tropa. Neposredno uz ekvator svi bi mjeseci trebali imati mnogo kiše, pa ne bi postojao sušni period. Vidjet ćemo da je tako samo u shematskom prikazu. Ipak, u mnogim prikazima jasno se nazire pojačanje padalina u periodu kad je sunce u zenitu, a to je dva puta godišnje. Zato većinom sasvim blizu ekvatora postoji dvostruki maksimum kiše. U pojasima od oko 10° do 15–20° N i S godišnja količina padalina postupno opada. Maksimum kiše nalazi se onda kad je sunce u zenitu (to su tzv. zenitne kiše). U monsunskim krajevima u isto doba nastupa ljetni monsun s obilnim kišama. Kiša, dakle, pada u najtoplijem dijelu godine. Budući da se s udaljavanjem od ekvatora dva zenitna položaja sunca približavaju, dva maksimuma kiše spajaju se u jedan, najčešće vrlo izrazit maksimum. Hladniji dio godine je suh, jer pojas padaline seli na jug, na južnu hemisferu.

S porastom geografske širine ljetne su kiše sve slabije i kratkotrajnije; to su suhi tropi. To je područje dominantnog utjecaja suptropskih maksimuma.

Dalje na sjeveru na sjevernoj hemisferi, odnosno dalje na jugu na južnoj hemisferi, padaline su drukčijeg postanka, pa je i godišnji hod padalina drukčiji. To su pojasi pod utjecajem ciklona koje nastaju na polarnoj fronti. U hladnom dijelu godine polarna se fronta – a s njom i ciklone – pomiče prema ekvatoru, a ljeti se povlači prema polu. Zato padaline padaju samo zimi. Opisana raspodjela padalina karakteristična je za zapadne dijelove kontinenata i za oceanska prostranstva u suptropskim širinama, a u Sredozemnome moru prodire i duboko na istok između Afrike i Euroazije. Međutim, godišnji hod padalina bitno je drukčiji u istočnim dijelovima kontinenata gdje se pojavljuje ljetni monsun. U umjerenim geografskim širinama zonalnost na sjevernoj hemisferi je poremećena zbog postojanja velikih kontinentskih masa. Na južnoj hemisferi gdje preteže more, a na sjevernoj hemisferi samo na oceanima, većina padalina dolazi u hladnom dijelu godine. U kontinentskoj unutrašnjosti pretežu ljetne konvekcijske kiše (ojača strujanje s mora na kontinent, suprotno zimskoj cirkulaciji uvjetovanoj pretežno visokim tlakom nad kontinentima), pa je za zone nad kopnom općenito uzeto da je maksimum u ljetnom dijelu godine. Za polarne krajeve ne postoje tako pouzdani podaci kao u umjerenim širinama; sigurno je samo da padalina općenito ima vrlo malo.

Zonalnost u raspodjeli padalina povremeno je ili potpuno prekinuta u nekim dijelovima svijeta kao posljedica raspodjele kopna i mora ili zbog izuzetno velikih dimenzija kopna. Postojanje suptropskih zona visokog tlaka uzrok je postanka Sahare, Kalaharija, Namiba, jugozapadnih azijskih pustinja, australske pustinje, pustinja u SAD-u i Meksiku te Čileu i Peruu. Neki dijelovi svijeta u tim geografskim širinama imaju znatne količine padalina. Suha je klima karakteristična za istočne i centralne dijelove suptropskih maksimuma tlaka, odnosno zapadne dijelove kontinenata. U zapadnim dijelovima suptropskih maksimuma, odnosno u zapadnim dijelovima oceana (ili istočnim dijelovima kontinenata), pasati donose obilne kiše. U istočnim dijelovima suptropskih kontinenata (30–40° N) kiše zna biti cijele



Sl. 185. Geografska raspodjela tipova godišnjega hoda padalina. 1. Izvantropske ciklonske padaline: a) padalina ima cijele godine, ali se osjeća pojačanje u jesen i zimi; b) padalina ima cijele godine, ali postoji ljetno pojačanje; c) padaline najviše padaju u proljeće; d) koncentracija padalina ljeti; e) koncentracija padalina u jesen i zimi i f) koncentracija padalina zimi; g) ekvatorska granica izvantropskih ciklonskih padalina. 2. Tropske zenitne ili konvekcijske padaline; A) padalina ima cijele godine; B) ističu se dva kišna razdoblja poslije zenitnog položaja Sunca; C) ističe se jedno kišno razdoblje za vrijeme ili poslije zenitnog položaja Sunca; D) vrlo malo padalina; (< 200 mm); polarna granica zenitnih padalina i F) polarna područja s malo padalina (J. Blüthgen, 1966.)

godine, ali ljetni monsun uzrokuje izraziti ljetni maksimum.

U suvremenoj klimatologiji sve se više uzima da oštra podjela padalina na frontalne, konvekcijske i orografske nije uvijek moguća. Postoje isključivo frontalne, konvekcijske, orografske padaline, ali vrlo često postoji kombinacija, pri čemu može pretezati jedna od komponenata ili su one podjednako važne. Tako je za trope dokazano da su konvekcijske kiše genetski vrlo često vezane za tropske depresije na intertropskoj fronti. Slično tome i ljetni konvekcijski pljuskovi i nepogode u kontinentima u umjerenim geografskim širinama (npr. u našoj zemlji) vrlo su često vezani uz frontalne plohe, osobito uz hladne fronte. (Sinoptičke karte iz ljetne polovice godine u umjerenim širinama jedva da se formalno razlikuju od sinoptičkih karata iz zimske polovice godine.) Ako jedna konvekcijska nepogoda naiđe na planinu, onda se orografski efekt očituje u još većem povećanju padalina. Ako pak frontalna ploha naiđe na planinsku barijeru, onda će se opet povećati padaline zbog još većeg izdizanja zraka uz planinske padine.

Na sl. 185. prikazana je geografska raspodjela glavnih tipova godišnjega hoda padalina ili pluviometrijskih[109] režima na Zemlji. S obzirom na godišnji hod naoblake, godišnji hod padalina (ili režim padalina) dijeli se na dva tipa: *dinamički*, ako je godišnji hod padalina paralelan s godišnjim hodom naoblake, i statički ili *inverzan*, ako su suprotni. To znači da kod dinamičkog tipa godišnjega hoda padalina najviše padalina ima u godišnjem dobu s najvećom naoblakom, a kod inverznog tipa najviše padalina ima u vedrijem dijelu godine, tj. kad ima najmanje naoblake. Dinamički je tip najbolje razvijen u krajevima s orografskim padalinama, gdje isti atmosferski procesi stvaraju i oblake i padaline. Inverzan je tip najčešći u unutrašnjosti kontinenata s maksimumom naoblake zimi, a maksimumom kiše ljeti. Zimska naoblaka sastoji se uglavnom od postojanog stratusa, a ljetne kiše potječu iz kumuliformnih oblaka, koji zbog brzog razvoja i kratkog trajanja daju relativno malen stupanj naoblake uz obilne padaline. Općenito, u krajevima s izrazitim go-

[109] lat. *pluvia* – kiša; grč. *metron* – mjera

dišnjim dobima dinamički je tip godišnjega hoda padalina s kišovitim zimama karakterističan za maritimne krajeve, a inverzni tip godišnjega hoda padalina, tip s najvećom količinom padalina u toplom dijelu godine, karakterističan je za kontinentske krajeve. Svi pluviometrijski režimi na Zemlji mogu se podijeliti u dvije grupe: a) tropske i b) izvantropske. Te se grupe sastoje od više tipova, koji očituju regionalnu diferencijaciju u prostornoj raspodjeli pluviometrijskih režima. Posve je razumljivo da se u nekim dijelovima svijeta te granice prožimaju i da one, kao i sve druge granice u klimatologiji, nisu oštre. Zone s određenim pluviometrijskim režimom nisu kontinuirane (kako je shematizirano na sl. 185.), one se prekidaju. Kod tropskih pluviometrijskih režima najvažnija je visina sunca, a kod izvantropskih pluviometrijskih režima bitne su ciklonska aktivnost te raspodjela kopna i mora.

Tropski pluviometrijski režim shematski bi se mogao podijeliti na sljedeće tipove:

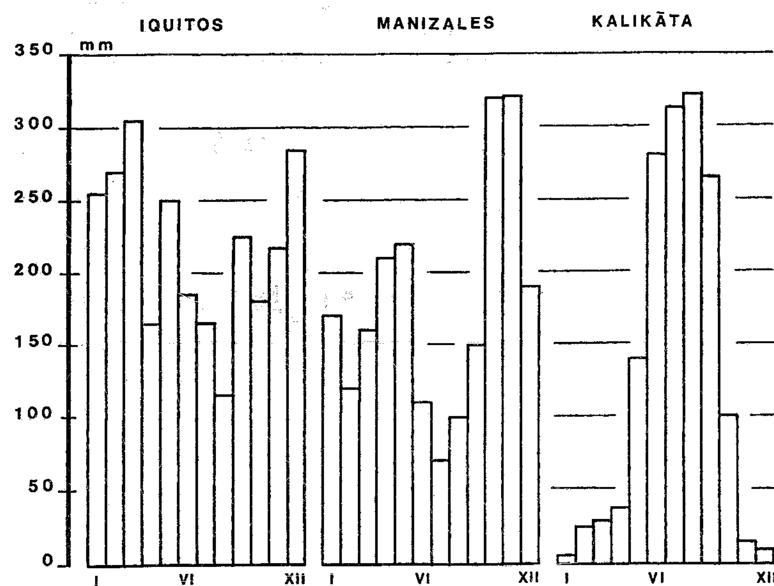
A. Neposredno uz ekvator u cijelom Pacifiku i Indijskom oceanu pruža se pojas s ekvatorskim tipom godišnjega hoda padalina. Taj se pojas prekida u istočnom Pacifiku i na Atlantiku (*A* na sl. 185.), a taj režim opet ima Amazonija (primjer, Iquitos na sl. 186.) i zavala Konga. Kiše ima mnogo u svim mjesecima, pa je cijela godina vlažna. Razlike između pojedinih mjeseci često nisu vrlo velike. Nerijetko se ne može nazrijeti godišnji hod (zato C. Péguy, 1961., s pravom upotrebljava termin »type équatorial confus«) ili se pak bliže periferiji tih područja već jasno nazire pojačanje kiše kad je sunce u zenitnom položaju (to vrijedi za Iquitos u ožujku).

B. Sjevernije i južnije, isto kao i zapadnije i istočnije od tih »otoka« s ekvatorskim tipom pluviometrijskih režima, naglo se povećava količina kiše u mjesecima zenitnog položaja sunca, pa se tako jasno ističu dva maksimuma i dva minimuma. Taj se tip naziva tropskim tipom godišnjega hoda padalina (*B* na sl. 185.; Manizales u Kolumbiji na sl. 186.).

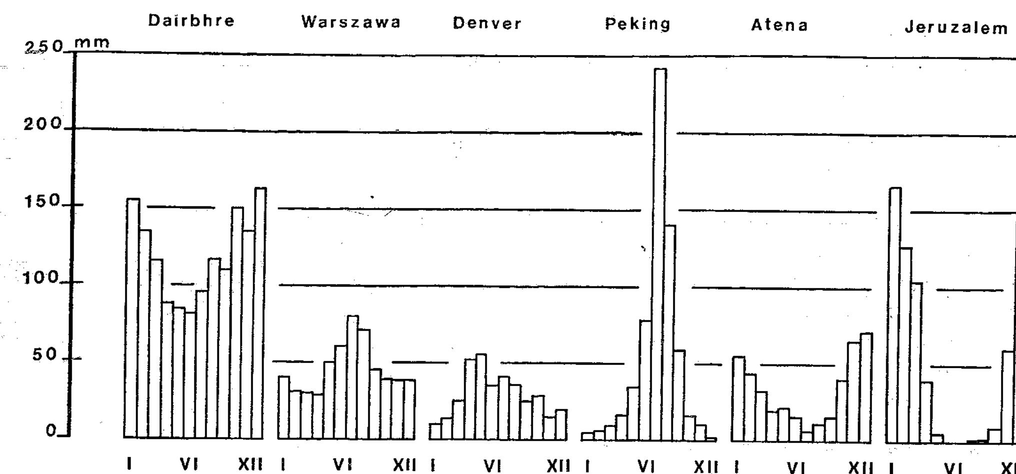
C. Još bliže obratnicama te u monsunskim krajevima, dva se maksimuma spajaju u jedan vrlo izrazit maksimum (*C* na sl. 185.; Kalikáta ili Calcutta na sl. 186.), pa neki upotrebljavaju naziv monsunski tip godišnjega hoda padalina. Razlika između najkišovitijeg i najsušeg mjeseca jako se povećava. (Zona *A* može neposredno prijeći u zonu *C*, a ne samo preko zone *B*). Vrijedi opće pravilo da se s udaljavanjem od ekvatora broj sušnih mjeseci povećava, a broj vlažnih mjeseci se smanjuje.

D. Pojas tropskih zenitnih kiša na sjeveru i na jugu prelazi u aridne krajeve s vrlo malo kiše (*D* na sl. 185.) i često bez izrazitoga godišnjega hoda padalina, a u nekim područjima (Kina, SAD) neposredno prelazi u pojas izvantropskih ciklonskih padalina. U izrazito aridnim krajevima cijela godišnja količina padalina može pasti u jednom ili u dva pljuska, tako da se ne može govoriti o pluviometrijskom režimu.

Izvantropski pluviometrijski režim postoji izvan tropa, a godišnji hod padalina ovisi prije svega o ciklonskoj aktivnosti. Zbog utjecaja raspodjele kopna i mora, postoji regionalna diferencijacija na istim geografskim širinama.



Sl. 186. Tipovi godišnjega hoda padalina u tropima



Sl. 187. Tipovi godišnjega hoda padalina izvan tropa

a) Golemi oceanski prostori u umjerenim širinama imaju maksimum padalina u hladnom dijelu godine (*a* na sl. 185.), ali treba istaknuti da padalina ima u svim mjesecima. Taj pluviometrijski režim neki nazivaju i maritimnim tipom godišnjega hoda padalina. Pod utjecajem oceana rubovi kontinenata u umjerenim geografskim širinama (istok i sjeveroistok Sjeverne Amerike, zapadna Europa, dio istočne Azije od Kamčatke do Japana, Novi Zeland, Tasmanija, krajnji jug Južne Amerike) nalaze se pod utjecajem ciklonske aktivnosti nad oceanima, pa je godišnji hod padalina isti kao i na pučini (Dairbhre ili Valentia u Irskoj na sl. 187.). Kiše ima cijele godine, ali je izrazito zimsko pojačanje padalina.

b) Na istim geografskim širinama u unutrašnjosti kontinenata (Europa, Azija, Sjeverna Amerika, dio Argentine oko La Plate) godišnji hod padalina mijenja se pod utjecajem jakoga ljetnog zagrijavanja kopna; maritimni, svjež i vlažan zrak zagrijava se od kopnene podloge i postaje labilan, što pogoduje postanku konvekcijske naoblake i kiše, ali ni frontalna aktivnost nije prestala, nego bi se moglo govoriti o kombinaciji obaju procesa. Tako se povećava količina padalina u ljetnim mjesecima; neki taj tip nazivaju kontinentskim tipom godišnjega hoda padalina (Warszawa na sl. 187.; maksimum je u srpnju, a minimum krajem zime i početkom proljeća).

c) Duboko u kontinentima, na sjevernoj hemisferi istočno od Stjenjaka te u pojasu od jugoistočne Europe do donje Volge, zapadne obale Kaspijskog jezera i najviših dijelova Turske te od Volge dalje do srednje Azije (*c* na sl. 185.) nalaze se područja u kojima najviše kiše pada u proljeće i u rano ljeto (Denver na sl. 187.).

d) U istočnoj Aziji (*d* na sl. 185.) pod utjecajem ljetnog monsuna znatno i naglo poraste količina kiše u ljetnim mjesecima, tako da postoji golema razlika između kišovitog ljeta i vrlo suhe zime. Tipičan je primjer Peking na sl. 187.

e) Na prijelazu iz humidnog umjerenog pojasa u aridni pojas, padaline se koncentriraju u hladnom dijelu godine, a ljetni su mjeseci suhi. Otuda i naziv mediteranski ili suptropski tip godišnjega hoda padalina. Postoji velika razlika između najkišovitijega zimskog i najsušega ljetnog mjeseca. Padaline su pretežno ciklonskog postanka, ali je i konvekcijska komponenta jaka, iako je riječ o zimi, jer hladan zrak često preplavi toplo more, pa se pod utjecajem tople podloge uspostavlja labilna ravnoteža. Velike količine kiše padaju na izloženim reljefnim barijerama. Takav režim padalina ima Sredozemlje (Atena na sl. 187.), California, srednji Čile, krajnji jug južne Afrike, južna Australija. Postoje regionalne razlike, pa maksimum može biti u jeseni ili u proljeće.

f) Na rubu aridnih zona, u sjevernoj Africi, na Pirenejskom poluotoku, južnoj Turskoj, Prednjem istoku, pa sve do Pakistana, zatim u južnoj Australiji, na krajnjem jugu Afrike i na suhoj pacifičkoj obali SAD-a nalaze se područja sa zimskom koncentracijom padalina (Jeruzalem na sl. 187.). Bitna je karakteristika velika razlika između kišovite zime i vrlo suhog ljeta, u kojemu kiša ne pada i po više mjeseci. Nerijetko obilna zimska kiša u vezi je s prodorima ciklona na polarnoj fronti, koje u tim mjesecima prodiru najdalje prema ekvatoru.

Poseban je tip godišnjega hoda padalina u polarnim krajevima (*F* na sl. 185.). Bitna je karakteristika malena količina padalina, jer hladan zrak ne može sadržavati mnogo vodene pare. Niska temperatura i usred ljeta, hladno more ili pak stalno zaleđeno more, onemogućuju stvaranje konvekcije, pa su sve padaline ciklonskog postanka, a donose ih (uglavnom okludirane) ciklone s toplijeg juga (ili sjevera na južnoj hemisferi). Takva genetska veza održava se i u godišnjem hodu padalina; on je sličan godišnjem hodu padalina u kraju južnije (ili sjevernije na južnoj hemisferi) od promatrana kraja, ali su apsolutne količine vrlo smanjene. Poslije ćemo vidjeti da je bolje negeneralizirati, osobito ne u Arktiku.

1.5.3.7. **GEOGRAFSKA RASPODJELA PADALINA.** Srednja godišnja količina padalina na Zemlji (sl. 188.) uz temperaturu je najvažniji klimatski element, a uzajaman odnos padalina i temperature najvažniji je faktor za razvoj života i ekonomske aktivnosti čovjeka. Na karti raspodjele srednjih godišnjih padalina vidi se njezina u biti zonalna raspodjela, uvjetovana općom cirkulacijom atmosfere. Odstupanja u raspodjeli padalina posljedica su geografske raspodjele kopna i mora te prirode površine Zemlje, pri čemu se misli na reljef. Ta tri faktora zajednički određuju količinu padalina. Ona se prikazuju izohijetama[110], linijama koje na geografskoj karti spajaju mjesta s jednakom količinom padalina.

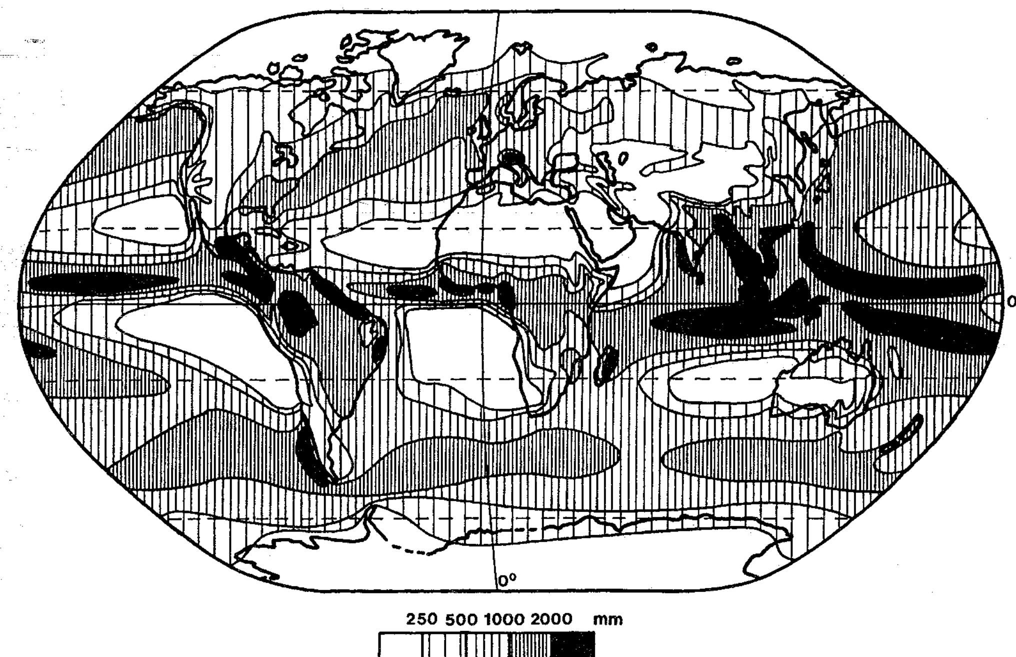
Praktički sve padaline nastaju adijabatskim hlađenjem zraka, pa su zone konvergencije prostori s velikim količinama padalina. Suprotno je u divergentnim zonama, područjima supsidencije zraka i njegova otjecanja prema periferiji. Za raspodjelu padalina na Zemlji posebno su važna strujanja u suptropskim maksimumima (sl. 189.) i odnos tih strujanja prema raspodjeli kopna i mora. Na slici je shematski prikazano strujanje u suptropskim maksimumima nad Atlantskim oceanom, Sjevernom i Južnom Amerikom te zapadnom Afrikom i zapadnom Europom. Maksimumi su područja supsidencije zraka koji se tako udaljuje od rosišta, pa je zrak koji struji iz područja visokog tlaka suh. Ali, to vrijedi samo za istočni sektor suptropskih maksimuma. Potpuno je suprotno u njihovu zapadnom dijelu. Zrak prelazi preko prostranih vodenih površina, jako se navlaži, pa kopnu koje se nalazi pod utjecajem vjetrova u zapadnom sektoru suptropskih maksimuma donosi velike količine padalina.

Raspodjela visokog reljefa, isto kao i neka područja s najčešćom konvergencijom nemaju takvu zonalnu raspodjelu kao što je imaju konvergentni sistemi, pa oni kompliciraju prostornu raspodjelu padalina. Za količinu padalina nije dovoljna samo mogućnost izdizanja zraka, nego je važno jesu li zračne mase, pod čijim se utjecajem nalazi neko područje, kontinentskog ili maritimnog postanka. Na raspodjelu padalina bitno utječe i sezonsko premještanje zonalnih pojasa tlaka i glavnih vjetrova paralelno s prividnim gibanjem sunca. To je osobito važno za prijelazne krajeve. Usprkos činjenici da znatan dio padalina na kopnu potječe isparavanjem vode sa samoga kopna, većinom vrijedi pravilo da količina padalina opada od obale prema unutrašnjosti kontinenta.

Pojas najvećih padalina nalazi se u tropskoj zoni. Konvergencijom pasata i jakim zagrijavanjem vlažnog zraka tu postoje snažna uzlazna strujanja. Zbog jake evaporacije s prostranih, vjetrovitih i toplih oceanskih površina i s bujnog biljnog pokrova, kao i zbog transporta vodene pare iz suptropskih anticiklona te stalno visoke temperature, zrak sadrži veliku količinu vodene pare. Tako postoje optimalni uvjeti za razvoj konvekcijske naoblake i obilnih padalina. Najveće godišnje količine kiše u prosjeku iznose 1 930 mm u uskoj zoni između 5° i 10° N. Ta kišna zona obuhvaća gotovo sve oceane. Na južnoj hemisferi najkišovitija je zona između 5° i 10° S s prosječnom godišnjom količinom 1 900 mm, ali samo u krajevima na kopnu zahvaljujući jakim kišama u Kolumbiji, Indoneziji i dijelovima južnoga Konga i Amazonije. Gotovo polovina od ukupnih padalina na Zemlji pada u pojasu između 20° N i 20° S, iako ta zona obuhvaća samo 1/3 površine Zemlje. Dakle, u uskom ekvatorskom pojasu ističu se tri jezgre s vrlo povećanom količinom kiše, a to su Amazonija, bazen Konga te indonezijski otoci s većim dijelom jugoistočne Azije. Velika količina kiše u spomenutim krajevima posljedica je ili nepostojanja suhog razdoblja ili, obratno, može biti posljedica vrlo velike količine kiše u kišnom razdoblju (iako u sušnom razdoblju može biti malo kiše). Važna je geografska činjenica da se taj isprekidani pojas velikih količina padalina proširuje u nekim tropskim dijelovima Afrike i Južne Amerike, na kopnu jugoistočne Azije i u sjevernoj Australiji, a suzuje se na oceanskim pučinama.

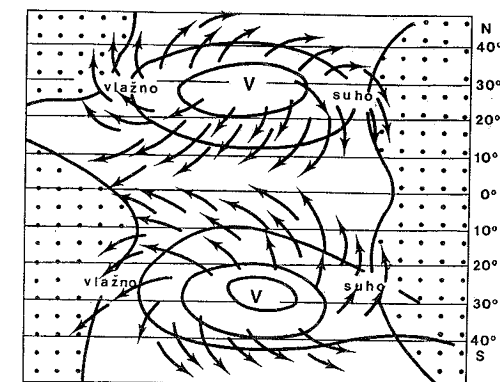
Posebno je interesantna raspodjela padalina u istočnom i centralnom dijelu tropskoga Pacifika. To je primjer aridnosti klime pod kombiniranim utjecajem suptropskog maksimuma i hladne vode koja pritječe s juga, odnosno s istoka. Nigdje kao u Pacifiku taj suhi pojas ne prodire tako daleko na zapad. Isto je tako važno upamtiti da se suhi pojas u tom dijelu svijeta pruža neposredno uza sam ekvator, s obje njegove strane (sl. 188.), a to je izuzetak od

[110] grč. *isos* – jednak, sličan; *hyetos* – kiša



Sl. 188. Geografska raspodjela srednjih godišnjih padalina na svijetu (J. Blüthgen, 1966.)

spomenutoga općeg pravila da je ekvatorski pojas područje s obilnim kišama. Vrh toga suhog »klina« nalazi se između 160–170° E, tako da se od obale Perua i Ekvadora gotovo 7 000 milja (13 000 km) na zapad nalazi suhi pojas u kojem količina kiše opada s približavanjem obali Južne Amerike. To je najveća (iako ne najvažnija) klimatska anomalija na Zemlji. Nije moguće precizno definirati granice toga suhog pojasa, ali u srednjem Pacifiku može se uzeti da je taj pojas širok 10°, nadalje asimetričan je u odnosu prema geografskom ekvatoru, sjeverna je granica otprilike na 2–3° N, a južna je granica na 6–10° S. Bitna je karakteristika izvanredno naglo povećanje količine kiše prema sjeveru, gdje se dolazi u pojas pod utjecajem intertropske fronte. Tako Božićni otok na 1° 58' N ima 965 mm kiše godišnje, a otok Fanning na 3° 54' N ima više od 2 000 mm. Važna je činjenica da se u tijeku godine taj suhi pojas redovito malo pomiče za suncem. Taj se suhi »klin« potpuno podudara s uskim pojasom hladne vode koja dolazi s Antarktika ili izvire iz dubine pod utjecajem pasata. Mnogi autori smatraju da je glavni uzrok aridnosti toga područja stabilizirajući utjecaj hladne vode koja je hladnija od zraka iznad nje. Tome treba dodati i činjenicu da nad čitavim tim područjem postoji inverzija temperature u suptropskim anticiklonama, koja sa svoje strane pridonosi stabilizaciji zraka. Posljedica je svega toga da se intertropska fronta cijele godine nalazi sjevernije od ekvatora duž sjeverne granice te sušne zone i vrlo se malo pomiče u tijeku godine. U čitavom tom suhom pojasu pasat s južne hemisfere prelazi preko ekvatora na sjevernu hemisferu. Zapadno od 160° E intertropska se fronta cijepa na dvije grane, sjevernu i



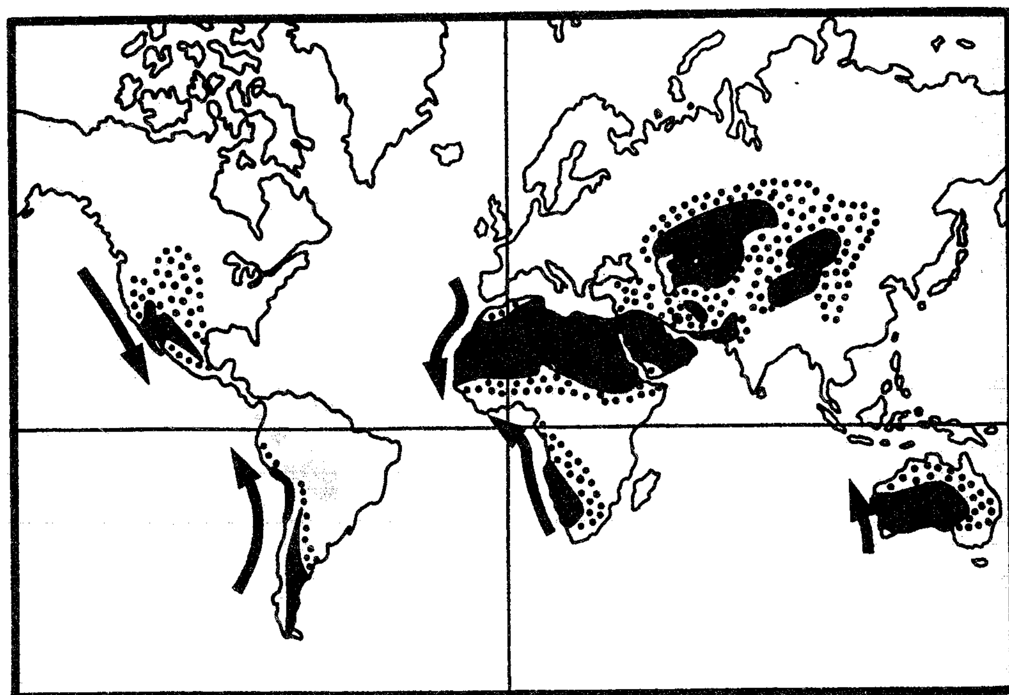
Sl. 189. Shema strujanja zraka u područjima suptropskih maksimuma u tropskom Atlantiku (A. N. Strahler, 1951.)

južnu, a između njih nalazi se pojas sa slabim zapadnim vjetrom, odnosno labilnim zrakom u kojemu lako nastaje konvekcija, pa otuda i nagli porast količine kiše.

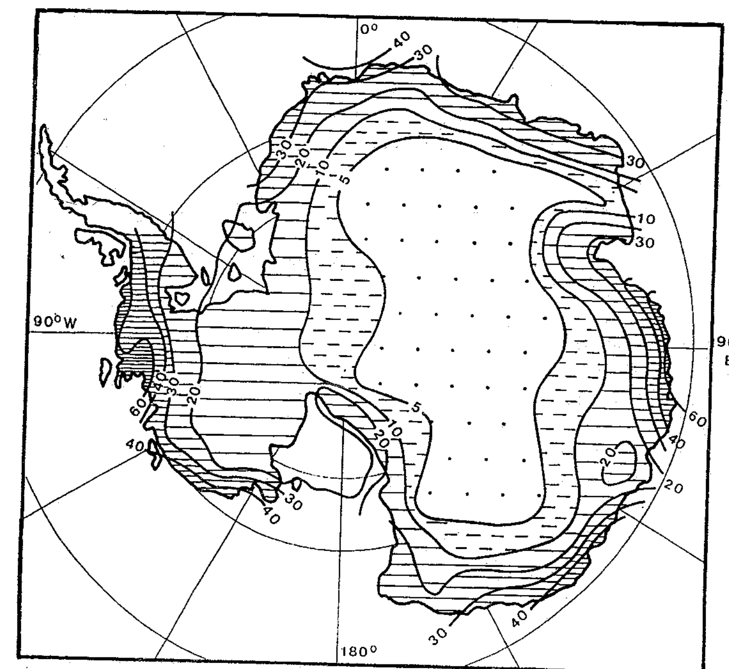
Pod utjecajem hladne Bengvelske struje ekvatorski pojas padalina potisnut je sve do ekvatora i u Atlantskom oceanu, iako nije riječ o istim dimenzijama kao na Pacifiku. Uzrok postanka u biti je isti.

Regionalni geografski uvjeti mogu jako suziti, odnosno potisnuti ekvatorski pojas s mnogo kiše i u drugim krajevima. Tako je u istočnoj Africi na poluotoku Somaliji, gdje suhi pojas prodire sve do ekvatora. To je posljedica reljefne izolacije od vlažnih vjetrova s Atlantika i iz bazena Konga, s druge je strane važan utjecaj izrazite divergencije u tom dijelu Afrike i Indijskog oceana, tako da s njega dolazi samo vrlo tanak sloj vlažnog (monsunskog) zraka s Indijskog oceana. I tu je važan stabilizirajući utjecaj hladne vode.

Na ekvatorski i (u nekim dijelovima svijeta) tropski pojas maksimalnih padalina nastavlja se suho područje između 20° i 30° N i S. To je područje suptropskih maksimuma. U njihovim istočnim dijelovima razvile su se najveće pustinje: Sahara, koja na istoku prelazi u pust i stepski pojas preko Arabije, Bliskog istoka do Pakistana. Na istočnoj periferiji južnoatlantskog maksimuma je pustinja u južnoj Africi (Namib, djelomično Kalahari, koji je većim dijelom stepa), na istočnoj periferiji mauricijskog maksimuma je australska pustinja, na istočnoj periferiji južnopacifičkog maksimuma je pustinja u Čileu (jedan najaridniji dio je Atácama) i Peruu, na istočnoj periferiji sjevernopacifičkog maksimuma je aridna California i srednja Amerika. Pod utjecajem kontinentske izolacije nastale su pustinje u srednjoj Aziji (Gobi, Takla Makan, Karakum), a u zavjetrini visokih planina su pustinje u Patagoniji i na jugozapadu SAD-a. Aridnost jednog dijela suptropskog pojasa pojačana je utjecajem hladnih morskih struja (sl. 190.), pa se uz obale, uz koje one teku, može poremetiti pravilo da količina padalina opada od obale prema unutrašnjosti kontinenta. Katkad je čak obratno: obalni pojas, koji se nalazi pod neposrednim utjecajem hladne morske struje, ima manje padalina nego unutrašnjost, tj. pustinjske karakteristike izrazitije su na obali nego dublje u kopnu. Najbolji je primjer utjecaj Bengvelske struje. Neposredno uz obalu jugozapadne Afrike nastala je pustinja Namib, a mnogo dublje u kontinentu je stepa Kalahari. U zapadnim dijelovima suptropskih maksimuma ima mnogo više padalina, osobito na orografskim barijerama. Velika koncentracija kopnenih masa na sjevernoj hemisferi prekida suptropski pojas najmanjih padalina, pa se uz aridna područja zapadnih i centralnih dijelova kontinenata nalaze krajevi s obilnim monsunskim kišama, a na zapadnim periferijama suptropskih maksimuma su jake pasatne kiše.



Sl. 190. Raspodjela pustinja i polupustinja s obzirom na hladne morske struje; crno aridno (suho); točkice, semiaridno (polusuho) (J. R. Tannehill, 1947.)



Sl. 191. Prosječna godišnja neto akumulacija (g cm^{-2}) na Antarktiku (M. B. Giovinetto; izvor: W. Schwerdtfeger, 1970.)

Pustinjska i stepska centralna Azija je suha zato što je ona reljefno izolirana Himalajom i Tibetom od vlažnoga ljetnog monsuna, a Atlantik i Sredozemlje ne samo da su predaleko, nego na tim geografskim širinama prevladava divergentno strujanje, pa je kontinentska i reljefna izolacija uzrok postanka golemoga suhog područja u unutrašnjosti Azije. Važna je geografska činjenica do taj beskišni pojas u Aziji prodire daleko na sjever izvan tropa, pa se on u Aziji zapravo ne bi smio nazivati tropskim suhim pojasom; ne odgovara čak ni naziv tropski i suptropski pojas s malo padalina, jer se golemi prostori s malo padalina nalaze u umjerenim geografskim širinama.

Zapadno, odnosno istočno od toga golemog područja s malo padalina, slično suho područje, ali s manjim dimenzijama, nalazi se na istočnom dijelu sjevernoga Pacifika, a pod utjecajem sjevernopacifičkog maksimuma. To se beskišno područje nastavlja na istoku u kopnu Sjeverne Amerike, ali i tu treba posebno istaknuti jednu geografsku činjenicu. Planine uz obalu Pacifika i Stjenjak uzrok su aridnosti jugozapadnog dijela SAD-a, tako da se tu područje s malo padalina pruža daleko na sjever.

Raspodjela padalina na južnoj hemisferi u tropima i suptropima jednostavnija je nego na sjevernoj hemisferi jer su kontinenti znatno manji, ali usprkos tome suha beskišna područja ni tu nisu spojena u jedinstven, neprekinut pojas. Diferencirano zagrijavanje kopna i mora uzrok je većih padalina na kontinentima. Specifična je raspodjela padalina u Južnoj Americi. Budući da se ona pruža prema jugu i da se uz obalu izdižu goleme Ande, u njihovoj zavjetrini, u Patagoniji, ima malo padalina, tako da se kao klin zabilo prema jugu i jugoistoku područje s malo padalina. Nema sumnje da i planine uz jugoistočnu obalu Australije sprečavaju pritjecanje zraka s Pacifika dublje u kontinent, a to pridonosi proširenju beskišne zone daleko na istok, tako da ona zahvaća veći dio Australije.

Dalje na sjever i jug srednje godišnje količine padalina rastu. To su pojasi pod utjecajem ciklona koje putuju od zapada prema istoku. Zato je u tim zonama izvanredno važan smjer pružanja velikih planinskih barijera. Kordiljeri i Ande pružaju se gotovo okomito na putanje ciklona, na njima se kondenzira najveći dio vodene pare, pa u njihovoj zavjetrini naglo opada količina padalina. Skretanje izohijeta na pacifičkoj obali Južne i Sjeverne Amerike od njihova zonalnog smjera istok-zapad u smjer

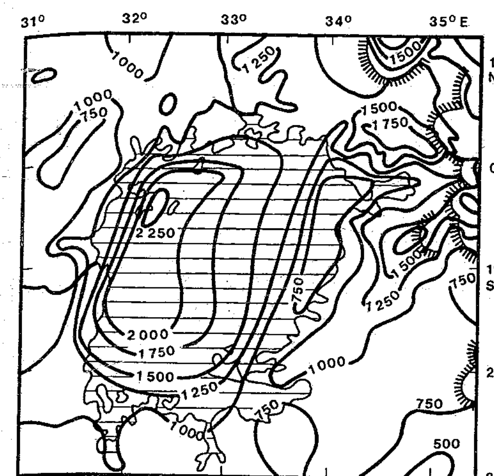
s dominantnom komponentom sjever–jug posljedica je postojanja goleme planinske barijere Anda i Kordiljera. U drugim dijelovima svijeta taj utjecaj nije evidentan u tolikoj mjeri (ili je, kao na Novom Zelandu, mnogo manjih dimenzija), ali bi vrijedilo opće pravilo da izohijete na kontinentima skreću prema ekvatoru. U zonama sjevernije od 60° N i južnije od 60° S količina padalina naglo opada; zrak je cijele godine hladan, tj. ne može primiti veću količinu vodene pare. Zato se količina padalina, uglavnom snijega, smanjuje prema središtu Arktika i Antarktika.

Na kartama raspodjele padalina na svijetu, uvijek nedostaje Antarktik, pa ćemo posebno prikazati raspodjelu padalina na tom kontinentu. Raspodjela padalina na Antarktiku relativno je jednostavna (sl. 191.). To je prije svega posljedica gotovo pravilna oblika toga kontinenta i njegova položaja oko Južnog pola. Na obali pokatkad padne i kiša, ali na najvećem dijelu Antarktika pada isključivo snijeg. Zato je važno odrediti netoakumulaciju, a ne količinu padalina izraženu u vodenom ekvivalentu. U srednjoj troposferi postoji povremeno pritjecanje relativno vlažnijeg zraka u unutrašnjost Antarktika, a nakon određena vremena raznim procesima on dospije do površine ledenog pokrova. Koja će padalina biti, ovisi prije svega o temperaturi. Tako u unutrašnjosti Antarktika padaju sitni ledeni kristali, i to iz vedrog neba, češće nego snijeg (npr., na polarnoj postaji Plateau Station u dubokoj unutrašnjosti Antarktika 1967. god. bilo je 40 dana sa snijegom, a 317 dana sa sitnim ledenim kristalima iz vedrog neba). Na periferiji Antarktika najvažnija je padalina snijeg.

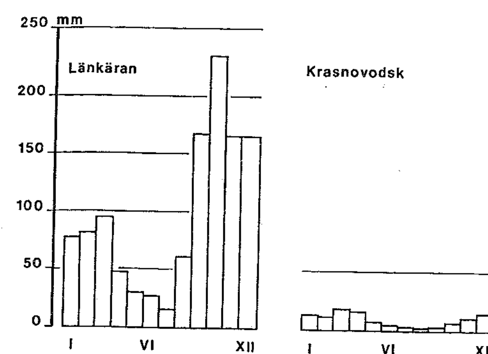
Raspodjela kopna i mora te visina reljefa, odnosno visina Antarktičkoga ledenog pokrova, glavni su regulatori veličine akumulacije na Antarktiku. Akumulacija ovisi o mogućnosti pritjecanja vlažnoga maritimnog zraka. Na Zapadnom Antarktiku, gdje je debljina, odnosno visina ledenog pokrova relativno manja, a ciklone lakše prodiru sa susjednih oceana, akumulacija je relativno velika. I na Zapadnom i na Istočnom Antarktiku akumulacija naglo opada prema unutrašnjosti; otuda veća gustoća izolinija na obali. Antarktički ledeni pokrov je golema reljefna barijera koja onemogućuje veću akumulaciju u unutrašnjosti, pa je ona prava ledena pustinja. Velika površina u unutrašnjosti Istočnog Antarktika nalazi se unutar izolinije 5 g cm^{-2}. Istraživanje akumulacije na Antarktičkom ledenom pokrovu ključno je za razumijevanje sličnih procesa na pleistocenskim ledenim pokrovima, kao i za istraživanje bilance leda na Zemlji uopće. Za sada ćemo se zadovoljiti samo konstatacijom koja je naoko neočekivana, a to je da se ta akumulacija snijega smanjuje u hladnoj unutrašnjosti Antarktika, a povećava se na toplijoj periferiji. Prema tome, akumulacija leda ne ovisi samo o niskoj temperaturi; isto je tako važna i količina snijega. To znači da preniska temperatura smanjuje količinu snijega i njegovu akumulaciju.

Na Antarktiku je izuzetno važno otpuhivanje i transport snijega, pa se često ne zna pada li snijeg ili ga vjetar donosi iz drugog područja. Otuda proizlaze velike teškoće mjerenja akumulacije na Antarktiku (i Grenlandu), gdje je za posebne slučajeve stvoren termin »*negativna padalina*«. Snijeg stalno »pada«, puše jak vjetar, i na kraju snijega ima manje nego u početku kad je počeo puhati vjetar i padati snijeg. Ako je vjetar nešto jači, onda on tako jako kovitla snijeg da se digne i do nekoliko stotina metara visoko, a u cijelom tom sloju vidljivost se smanji kao za najgušće magle. To je zapravo jedan oblik ablacije; tako se goleme mase snijega otpuhuju u ocean. Horizontalni transport snijega počinje na Antarktiku pri vjetru 10–12 m s^{-1} na visini od 10 m.

1.5.3.7.1. SLABIJI MODIFIKATORSKI UTJECAJI NA PADALINE. Razmotrimo sada malo detaljnije utjecaj jezera na raspodjelu padalina u njihovoj neposrednoj okolici. Dakako, to vrijedi samo za velika jezera. Uzmimo za primjer Viktorijino jezero (sl. 192.). Nalazi se na samom ekvatoru, a površina mu iznosi 68 500 km^2. Odmah se uočava činjenica da je izraziti maksimum nad jezerom, ali je centar pomaknut prema zapadu, a uz obalu pada 1 000 – 1 500 mm kiše. To je posljedica redovitih noćnih kiša i dnevne cirkulacije. Centar povećane količine kiše pomaknut je na sjeverozapad zbog utjecaja pasata s južne hemisfere. Najviše kiše pada na otocima Sesse, 2 290 mm, na sjeverozapadu jezera. Od toga centra količina kiše opada u svim smjerovima. Unutar izohijete od 1 500 mm nalazi se oko 60% površine jezera. Zbog općeg strujanja, izohijeta od 1 500 mm prelazi na kopno samo u sjeverozapadnom kvadrantu, tako da i dio ostale obale ima manje od 1 500 mm kiše. Na istočnoj obali nalazi se i jedno suho područje sa samo 700–800 mm kiše. Utjecaj jezera osobito je evidentan na jugoistoku, gdje reljef nije naročito živ. Uz obalu ima 750–1 000 mm kiše, a s udaljavanjem od obale količina kiše opada na 500 mm. Da je jako povećanje količine kiše nad jezerom posljedica evaporacije sa samog jezera, vidi se i iz činjenice što istočno od jezera pada 1 250–1 750 mm kiše (dakle manje nego nad sjeverozapadnim dijelom jezera), iako su tu visoke planine (do 3 000 m). Dakle, najviše kiše ima u reljefno najnižem dijelu gdje se nalazi jezero, a okolni viši tereni imaju manje kiše. To je posljedica modifikatorskog utjecaja jezera.



Sl. 192. Raspodjela srednje godišnje količine kiše u području Viktorijina jezera, Afrika (H. Flohn i K. Fraedrich, 1966.)

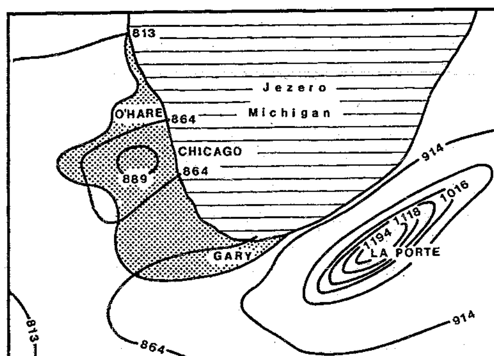


Sl. 193. Godišnji hod padalina u Länkaränu i Krasnovodsku na obali Kaspijskog jezera

Kaspijsko jezero još je veće od Viktorijina jezera, pa se i te kako osjeća njegov modifikatorski utjecaj na raspodjelu padalina uz njegovu obalu. Iznad Kaspijskog jezera nastaje relativno tanak, ali vlažan sloj zraka, iz kojega u povoljnim uvjetima mogu nastati obilne padaline. Bitna je regionalna cirkulacija zraka, jer o njoj ovisi gdje će se i kada jače osjećati taj modifikatorski utjecaj. Utjecaj Kaspijskog jezera najbolje ćemo utvrditi ako usporedimo dvije postaje, Länkäran, na jugozapadnoj obali blizu azerbajdžansko–iranske granice, i Krasnovodsk, na istočnoj obali (sl. 193.). Najprije i najlakše možemo utvrditi da usprkos golemoj razlici u količini srednjih godišnjih padalina (Länkäran 1 125 mm, Krasnovodsk 117 mm) obje postaje imaju isti režim padalina. Ljeto je suho, a hladni dio godine je vlažan. Zimi, osobito u siječnju, Kaspijsko je jezero toplije od susjednoga kopna, tako da nad njegovim južnim dijelom nastaje zatvoreno područje nižeg tlaka nego nad susjednim kopnom. To je područje nižeg tlaka u siječnju zatvoreno izobarom od 1 022 hPa. Uz istočnu i sjevernu obalu prolazi izobara od 1 024 hPa. Pri takvoj raspodjeli tlaka postoji opće strujanje s kopna na Kaspijsko jezero. Međutim, tako je u prosjeku. U konkretnim sinoptičkim situacijama to znači da postoji mogućnost labilizacije zraka, koji se prelazeći preko Kaspijskog jezera jako navlaži i ugrije. Optimalni uvjeti za to stvaraju se onda kad se hladan i suh zrak giba preko Kaspijskog jezera sa sjevera na jug. Tako južna obala Kaspijskog jezera primi veliku količinu padalina, a sjeverna (Gurjev 164 mm) i istočna vrlo malo, ali ipak mnogo više nego ljeti. Opet je važno pružanje obale, pa Baku, koji je u zavjetrini poluotoka Apšeron, ima malo padalina (195 mm). Više padalina ima opet sjeverno od Bakua (Kizljar 307 mm). U srpnju je Kaspijsko jezero znatno hladnije od susjednoga kopna, pa je nad njim tlak viši nego nad susjednim kopnom; on je najviši nad zapadnim dijelom sjevernoga Kaspija, gdje izobara od 1 010 hPa zatvara »otok« povišenog tlaka, a nešto podalje od istočne i južne obale prolazi izobara od 1 008 hPa. Pri takvoj raspodjeli tlaka nad Kaspijskim jezerom dominira divergentno strujanje, strujanje s mora na susjedno kopno, odnosno na istočnom dijelu Kaspija sa sjevera prema još toplijem jugu. Tako je ljeto suho i ima mnogo manje padalina nego zimi.

Danas se definitivno uzima da *grad* u određenim uvjetima modificira klimu. Tako se spoznalo da je grad topliji od svoje okolice, osobito noću, pa se govori o toplinskom otoku. Utječe li grad na količinu padalina? Nema sumnje da je i taj problem u principu riješen, odnosno općenito se uzima da u gradu ima više padalina nego u njegovoj okolici (prosječno 10% više). Utjecaj grada na padaline sigurno je najkompliciraniji problem iz čitavog kompleksa utjecaja grada na klimu. Najveća je teškoća u tome kako odvojiti utjecaj grada od mnogo jačih utjecaja sekundarne cirkulacije (ciklone) i topografije (orografski efekt) bliže i dalje okolice grada. Grad utječe na količinu padalina jer iznad njega ima više jezgara kondenzacije, jer se nad njegovom »hrapavom« površinom povećava mehanička turbulencija (povećanje trenja između zraka i podloge) i konačno zato što se pojačava termička konvekcija prouzročena jačim zagrijavanjem grada od njegove okolice. Sve su to zajednički uzroci zbog kojih su u mnogim gradovima utvrđene veće količine padalina, veći broj dana s padalinama i veći broj dana s nepogodama nego iznad susjedne okolice.

Nepogoda ili jedna ciklona mogu već po zakonu statističke raspodjele ili pod utjecajem frekventnosti

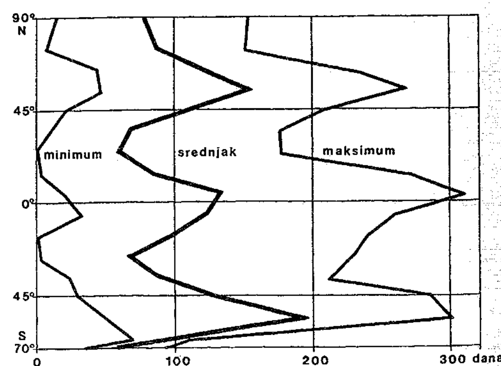


Sl. 194. Raspodjela srednje godišnje količine padalina u širem području Chicaga (Šikaga) 1945.–1967. god. (S. A. Changnon, Jr., 1970.)

njihovih putanja prouzročiti veću kišu nad gradom nego nad okolicom. U kraćim vremenskim razdobljima uvijek postoji izrazita prostorna diferencijacija u količini padalina, a tako bi bilo i da nema gradova. Je li utjecaj grada na povećanje količine padalina realna pretpostavka, potrebno je pažljivo motriti u duljem razdoblju. Uzet ćemo jedan ekstreman primjer. Kao i u ostalim gradovima svijeta, tako je i u više gradova SAD-a utvrđen porast količine padalina. Za primjer ćemo uzeti Chicago i okolicu (sl. 194.), golem industrijski grad, ali je industrija razvijena i u čitavoj njegovoj regiji, osobito na jugoistoku (metalurgija u gradu Gary itd.). Taj je primjer izabran i zato što se zgodno kombinira modifikatorski utjecaj gradova i jezera Michigan (Mišigen). U južnom dijelu jezera Michigan preteže strujanje sa sjeverozapada. Utjecaj jezera Michigan i pretežnog strujanja tako je jak da u samom Chicagu ima godišnje prosječno samo oko 5% padalina više nego u okolici. Utjecaj goleme šikaške konurbacije, koja emitira golemu količinu aeropolutanata, odnosno jezgara kondenzacije, zatim topline u visokim pećima, čeličanama, termoelektranama itd. najviše se osjeća niz vjetar. Tako je nastao fenomen u literaturi poznat pod nazivom La Porte–anomalija, po istoimenom gradu oko 50 km jugoistočno od Chicaga, jer je u tom gradu u periodu od 1945. do 1967. god. srednja godišnja količina padalina iznosila čak 31% više nego u susjednoj okolici. Najveći dio tog povećanja padalina otpada na topli dio godine jer se povećao broj konvekcijskih nepogoda, odnosno uglavnom onda kad je u La Porteu padala jaka kiša za vrijeme nepogoda, pri tlu je puhao zapadni vjetar. Odvojiti utjecaj jezera Michigan od utjecaja spomenutih gradova zasada nije lako, ali ostaje spomenuta činjenica u koju se ne može posumnjati.

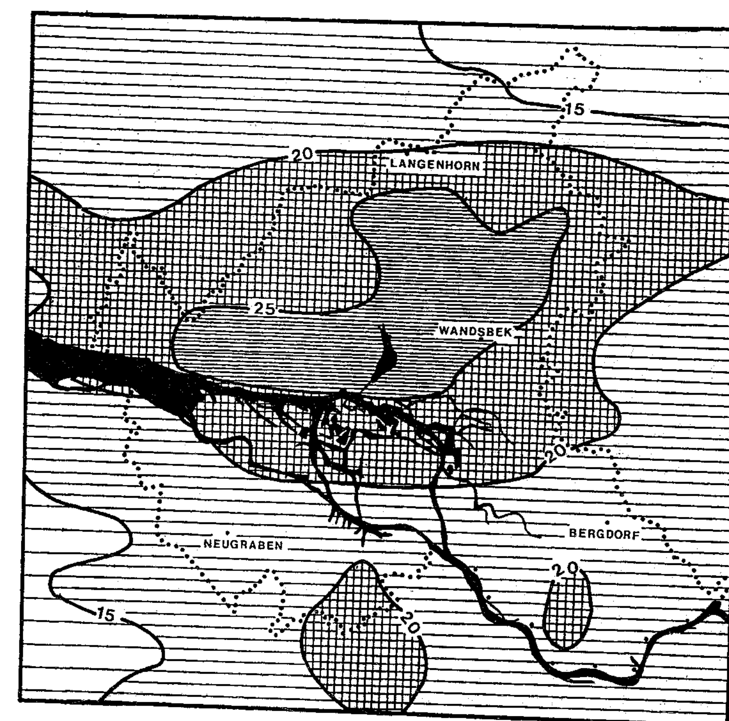
1.5.3.8. BROJ DANA S PADALINAMA.

Osim godišnjega hoda padalina, tj. raspodjele padalina po mjesecima, važan je broj dana s padalinama ili padalinski dani (sl. 195.). Na kontinentima u cjelini ima godišnje prosječno 106 dana s padalinama. Postoje goleme regionalne razlike koje se kreću između sljedećih ekstrema: Arica u Čileu zapravo uopće nema dana s kišom, a Ponape na Karolinskim otocima na Pacifiku ima godišnje prosječno 311 dana s kišom. U presjeku od Sjevernog pola do 70° S vide se tri maksimuma broja dana s padalinama. Glavni maksimum sa 195 dana nalazi se u zoni glavnih zapadnih vjetrova na južnoj hemisferi. Zatim dolazi drugi maksimum sa 155 dana u zoni glavnih zapadnih vjetrova na sjevernoj hemisferi. Tek sada dolazi treći maksimum u ekvatorskoj zoni sa 135 dana s padalinama godišnje. Minimumi se nalaze na Antarktiku i Arktiku; vrlo vjerojatno na Antarktiku ima manje dana s padalinama nego na Arktiku. Zatim dolaze suptropske zone s prosječno manje od 60 dana s padalinama. To su zonalni srednjaci. Budući da postoje velike razlike u količini padalina u istoj zoni, isto će tako varirati i broj dana s padalinama na raznim geografskim dužinama u istoj zoni. Tako npr. u konjskim širinama broj dana s padalinama varira između 0 i 200, u unutrašnjim tropima između 20 u Galkayu u Somaliji na 7° N i 311 dana u Ponapeu na Karolinskim otocima. Te razlike u ostalim dijelovima svijeta mogu se lako uočiti uspoređenjem krivulja maksimalnog i minimalnog broja dana s padalinama na istoj geografskoj širini (npr., neka postaja u Libijskoj pustinji nalazi se na istoj širini kao neka u monsunskoj Aziji, pa otuda i velike razlike između krivulja maksimalnog i minimalnog broja dana s padalinama. Tako je više–manje na svim geografskim širinama).



Sl. 195. Srednji, maksimalni i minimalni godišnji broj dana s padalinama između 90° N i 70° S (F. Lauscher, 1965.)

Sl. 196. Relativna čestina (%) dana sa ≥ 20 mm padalina u 24 sata u Hamburgu, ali ne uzimajući u obzir nepogode (R. Reidat, 1971.)



Uspoređenjem zonalne raspodjele broja dana s padalinama sa zonalnom raspodjelom padalina, možemo lako uočiti da postoje stanovite razlike, a one upućuju na zaključak da je intenzitet padalina u objema zonama glavnih zapadnih vjetrova znatno manji od intenziteta padalina u vlažnim tropima.

Istraživanja su jasno pokazala da se nad gradom *povećava* broj dana s padalinama (≥ 10% više dana s padalinama < 5 mm). Uzrok tome je već spomenut kad smo govorili o utjecaju grada na povećanje padalina uopće. Čini se da je najvažnije pojačanje konvekcije (uz istodobno smanjenje brzine vjetra i povećanje broja jezgara kondenzacije). Opet ćemo spomenuti već opisani »slučaj«, La Porte–anomaliju. U tom je gradu od 1940. do 1965. god. zabilježeno 34% više dana s umjerenom i jakom kišom nego u okolnim postajama; 90% tog porasta broja kišnih dana otpada na topli dio godine.

Nema sumnje da je najdetaljnija analiza o utjecaju grada na broj dana s padalinama načinjena u Hamburgu (sl. 196.). Budući da je riječ o vrlo delikatnom problemu, metodologija istraživanja morala je biti specifična, pa je potrebno kazati nekoliko riječi i o tome. Promatrano je područje 45 x 42 km; u njegovu središtu nalazi se Hamburg, milijunski grad s razvijenom industrijom i vrlo jakim prometom. Cijela je ta ploha podijeljena na kvadrate sa stranicama od 2,5 km (tj. njihova je površina iznosila 6,25 km^2). Na tom je području radilo 97 kišomjernih postaja, u kojima se mjerilo koliko je puta u pojedinom kvadratu palo ≥ 20 mm padalina dnevno. U periodu od siječnja 1952. do uključivo kolovoza 1968. god. barem na jednoj postaji izmjereno je ≥ 20 mm padalina. U spomenutom razdoblju bilo je 100 dana sa ≥ 20 mm padalina dnevno. Iako su to padaline koje nisu koncentrirane na malenoj površini (jer su genetski vezane uz ciklone), ipak se vidi da se čestina takve vrste padaline povećava na teritoriju grada. Kod takvih jakih padalina ciklonskog postanka, koje najčešće zahvate veliko prostranstvo, primijećen je orografski učinak morenskih uzvišenja (Hamburger Bergen do 130 m visine) južno od središta grada (izolinija od 20% na sl. 196.). Poslije ćemo vidjeti da je utjecaj Hamburga mnogo jači kad se promatra (odnosno izdvoji) broj dana s padalinama koje su vezane samo uz nepogode.

1.5.3.9. ANOMALIJA PADALINA.

Znamo, srednja godišnja količina padalina izračunava se iz višegodišnjeg niza; ali, ima malo vjerojatnosti da će u bilo kojem razdoblju pasti upravo onoliko padalina koliko iznosi njihov srednjak. U promatranu razdoblju padne više ili manje padalina od dugogodišnjeg srednjaka. Ta se pojava zove anomalija pa-

dalina. Na sl. 197. prikazana je anomalija padalina na kontinentima (i samo djelomično na susjednim morima) u jednom kraćem razdoblju u odnosu prema 30-godišnjem srednjaku. Podrobnijom analizom sl. 197. može se lako zaključiti da je: a) od 1961. do 1964. god. bilo više padalina nego u prosjeku od 1931. do 1960. god. u najvećem dijelu ekvatorskog pojasa. Širina tog pojasa povećanih količina padalina veoma varira. U istočnoj Africi bilo je oko 30–40% više kiše od prosjeka 1931.–1960. god., a u izuzetnim slučajevima čak i znatno više.

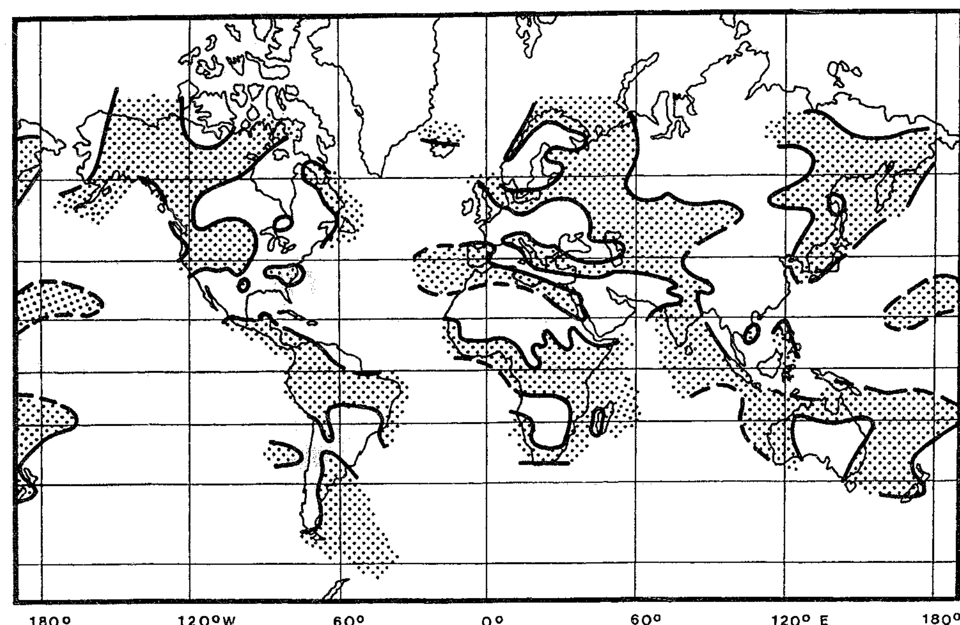
b) Prostrana područja između 10–15° i 30° N i S, osobito u unutrašnjosti kontinenata, bila su aridnija od prosjeka, a to je nerijetko imalo ozbiljne ekonomske posljedice.

c) Više od 30-godišnjeg srednjaka padalina bilo je u najvećem dijelu maritimnih sektora suptropskih maksimuma. Tako je na Azorima bilo 10% više padalina, na sjevernim Havajima i na otočju Midway do 30% više, u Sredozemlju 10-50% više, a u najjužnijem dijelu Afrike oko 10% više. Više padalina bilo je i u Stjenjaku.

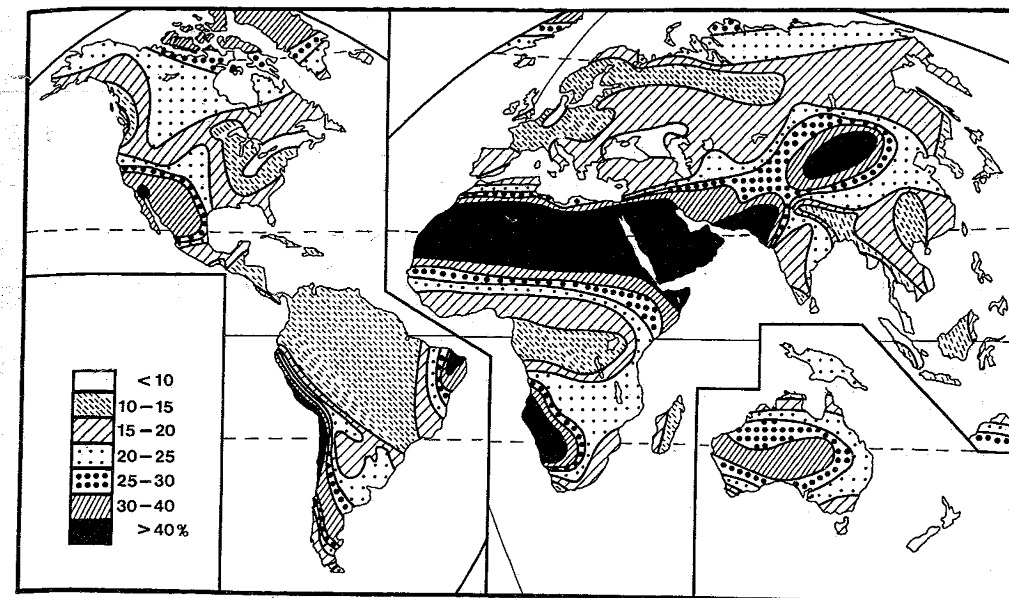
d) U umjerenim širinama obiju hemisfera nalazi se više meridionalnih pojasa povećanih padalina, a nalaze se između područja sa smanjenim padalinama. To se može objasniti pojačanjem meridionalne cirkulacije u zoni glavnih zapadnih vjetrova. Otuda veliko povećanje padalina (do 40%) istočno od Anda, u Argentini, na Labradoru i Newfoundlandu (do ≥ 20%) i nad najvećim dijelom istočne Azije (do 50% u sjeveroistočnom Sibiru). Isto se tako objašnjava postanak meridionalnih pojasa s povećanim ili smanjenim padalinama u Africi i Australiji. Kao i kod anomalija svih drugih meteoroloških elemenata, iz takvih podataka nije preporučljivo izvoditi dalekosežne zaključke o općem trendu povećanja ili smanjenja padalina. Svake godine, ili u svakom drugom kraćem razdoblju, slika se mijenja. Eventualno dublji zaključci mogu se izvoditi samo uspoređivanjem dvaju ili više višegodišnjih srednjaka. Odstupanja su to veća što je kraće promatrano razdoblje, tj. najveća su odstupanja kad se analizira anomalija godišnjih padalina.

1.5.3.10. VARIJABILNOST PADALINA.

Kao i za sve ostale klimatske elemente, tako se i za godišnje padaline uzima srednja vrijednost, tj. uzima se zbroj od niza godišnjih padalina i podijeli se brojem godina. Dobivena je veličina srednja godišnja količina padalina. Ako usporedimo srednje godišnje padaline s godišnjim padalinama u svakoj promatranoj godini, vidjet ćemo da svake godine padne više ili manje od višegodišnjeg srednjaka. To srednje odstupanje godišnjih padalina od višegodišnjeg srednjaka (prosjeka) zove se varijabilnost padalina, ili još preciznije srednja apsolutna varijabilnost godišnjih padalina V_a



Sl. 197. Anomalija padalina na Zemlji (samo na kontinentima); sredina 1961. – sredina 1964. god. u odnosu prema srednjaku 1931.–1960. god. Točkicama su označena područja s više padalina nego u prosjeku 1931.–1960. god. (H. H. Lamb, 1966.)



Sl. 198. Srednja relativna varijabilnost godišnjih padalina (E. Biel, 1929.)

$$\overline{V}_a = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} |P_i - \overline{P}_g|$$

P_i = godišnje padaline u pojedinim godinama,

$\overline{P}_g$ = srednja godišnja količina padalina,

n = broj promatranih godina.

U raznim postajama najčešće pada različita količina padalina. Da bi se omogućilo uspoređivanje dviju ili više postaja, koje imaju različite srednje godišnje količine padalina, upotrebljava se srednja relativna varijabilnost godišnjih padalina V_r izražena u postocima

$$\overline{V}_r = \frac{100\,\overline{V}_a}{\overline{P}_g}\,\%.$$

U literaturi se često upotrebljava samo termin varijabilnost padalina, iako, kako vidjesmo, nije posve precizan. Tako se dobije srednje postotno odstupanje od godišnjeg srednjaka u raznim postajama, odnosno moguće je konstruirati kartu svijeta s tom veličinom (sl. 198.), bez obzira na činjenicu da u jednoj postaji srednjak padalina može biti nekoliko puta veći nego u drugoj postaji s istom varijabilnošću padalina. Kad bi srednja relativna varijabilnost padalina bila 0, to bi značilo da bi svake godine pala točno ista količina padalina, tj. ne bi postojala razlika između višegodišnjeg srednjaka i godišnje padaline u svakoj promatranoj godini. Ako u nekoj postaji srednja relativna varijabilnost padalina iznosi 20%, to znači da u prosjeku (ne u jednoj godini!) odstupanje – bez obzira na predznak – iznosi 20% od srednjaka.

Varijabilnost padalina vrlo je važna za praksu; dovoljno je prisjetiti se samo agrarne proizvodnje, hidroenergetskih potencijala rijeka i unutrašnje plovidbe. Uspoređenjem sl. 198. s raspodjelom srednjih godišnjih padalina na svijetu (sl. 188.) možemo lako zaključiti da srednja relativna varijabilnost godišnjih padalina raste u krajevima s malo padalina, i obratno, opada u krajevima s obilnim padalinama. Zato vidimo da je srednja relativna varijabilnost godišnjih padalina najveća u pojasu pustinja (≥ 40%) od Sahare preko Arapskog poluotoka do Pakistana, zatim u jugozapadnoj Africi i unutrašnjoj Aziji te u unutrašnjem kraju Kalifornijskog zaljeva. Oko tih jezgara najveće srednje relativne varijabilnosti godišnjih padalina nalaze se suha područja s nešto manjom srednjom relativnom varijabilnošću padalina (Australija, Južna Afrika, Južna Amerika, sjeveroistočni Brazil, jugozapad SAD-a i suha Srednja Amerika).

Značajno je da je velika srednja relativna varijabilnost godišnjih padalina i u visokim geografskim širinama gdje također ima malo padalina (Grenland, Kanadski arktički otoci). Varijabilnost je padalina

posebno bitna u stepskim krajevima, jer su oni važni proizvođači žita. Malenu varijabilnost padalina imaju vlažni tropi, osobito ekvatorski pojas (Kongo, Amazonija, indonezijski otoci) te oceanski otoci u umjerenim geografskim širinama. Ista varijabilnost padalina može imati različite posljedice u raznim dijelovima svijeta ovisno o temperaturi. Tako, npr., varijabilnost padalina 15% na Dekanu u Indiji može uzrokovati katastrofalnu sušu, a u hladnijem istočnom Sibiru nema takve posljedice. Neki autori umjesto varijabilnost padalina upotrebljavaju termin pouzdanost padalina, tj. krajevi s velikom količinom padalina imaju pouzdane padaline i obratno. Ondje gdje ima malo padalina, one nisu ni pouzdane.

Ista varijabilnost padalina u dvjema postajama može skrivati prividnost istih padalinskih uvjeta, tj. istu varijabilnost padalina izraženu u postocima mogu imati dvije postaje s različitim apsolutnim količinama padalina, a da se i ne govori o efektu različitoga godišnjega hoda padalina (zimska ili ljetna koncentracija, ili suša samo u jednom dijelu godine itd.). Varijabilnost padalina skriva u sebi to veću opasnost ako je padalina koncentrirana u vegetacijskom periodu, jer uvijek postoji opasnost zakašnjenja početka kišnog razdoblja. Postoji još jedna teškoća. Godina je relativno dugo razdoblje, pa se nedostatak padalina u jednom dijelu godine može nadoknaditi većim padalinama u drugom dijelu godine, tako da se godišnja količina padalina može sasvim približiti srednjaku, i samo se po tome ne bi mogla otkriti suša. Tako se sve više približujemo pojmu suše u agroklimatološkom smislu.

1.5.3.11. SNIJEG. Kad se promatra u globalnim dimenzijama, može se reći da najveći dio padalina na Zemlji čini kiša. Druga po važnosti padalina jest snijeg. Snijeg i ostale krute padaline čine beznačajnu količinu vode koja padne na Zemlju. Međutim, snijeg je i te kako važan u hladnijem dijelu Zemlje, a u znatnim dijelovima svijeta u hladnom dijelu godine ne samo kao padalina nego i kao podloga koja silno utječe na radijacijske procese, regulira količinu vode u tlu, rezerva je vode za hidroelektrane, o njemu ovisi vodostaj rijeka, zaštićuje ozime kulture od niske temperature, čini goleme teškoće i najsuvremenijim prometnim sredstvima. Veliku važnost snijega u tim krajevima najbolje potvrđuje činjenica što brojne klimatske klasifikacije imaju nivalnu[111] ili snježnu klimu.

Udio snijega u godišnjoj količini padalina raste s porastom geografske širine, pa je na polarnim kalotama snijeg bitno važna padalina. Budući da je udio snijega u godišnjoj količini padalina funkcija temperature, udio snijega u ukupnim padalinama ovisit će i o porastu nadmorske visine, tj. o visini reljefa. U švicarskim Alpama udio snijega raste za 3% na svakih 100 m visine, tj. na nadmorskoj visini od 450 m snijeg čini 10% godišnjih padalina (vodeni ekvivalent), na 1 000 m 28%, na 1 560 m 40%, na 2 000 m 54%, a na 3 000 m 81%. Neće biti na odmet navesti odgovarajuće vrijednosti i u istočnim Alpama. Na visini od 1 500 m snijeg čini 46% godišnjih padalina, 59% na 2 000 m, 85% na 3 000 m, 93% na 3 100 m, a na 3 600 m snijeg čini 100% padalina.

Kod snijega se osim debljine snježnog pokrivača mjeri i količina vode koju on sadrži. Spomenimo nekoliko termina koji se najčešće upotrebljavaju u vezi sa snijegom, a koje uglavnom definira već sam naziv.

Broj dana s padanjem snijega jest broj dana u kojima je palo snijega za ≥ 0,1 mm vodenog ekvivalenta. Ostali termini odnose se na snijeg na tlu, bilo na njegovo trajanje, bilo pak na njegovu debljinu.

Srednja godišnja količina snijega jest višegodišnja srednja količina snijega koji padne na tlo.

Srednji datum pojave prvog snijega i posljednjega snježnog pokrivača odredi se za svaku godinu, pa se tako dobije srednji datum pojave prvoga i posljednjega snježnog pokrivača.

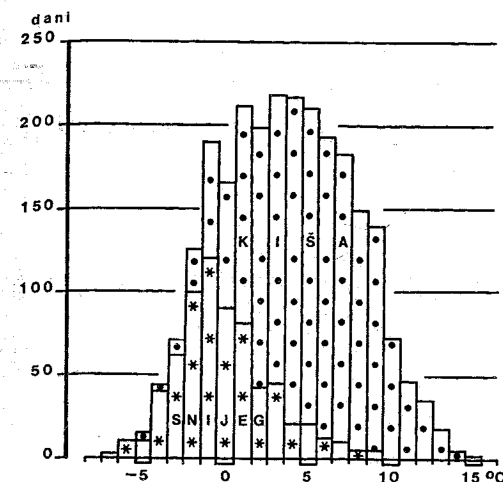
Snježna zima jest razdoblje između prvoga i posljednjega snježnog pokrivača koji je jednoliko prekrivao tlo; to razdoblje može biti prekinuto razdobljem ili razdobljima bez snijega na tlu, između kojih je snijeg opet prekrivao tlo.

Trajanje snježnog pokrivača jest (srednji) broj dana u kojima se snijeg održao na tlu; ali to ne mora biti kontinuirano razdoblje, nego je odvojeno razdobljima bez snijega na tlu.

Broj dana s neprekidnim snježnim pokrivačem jest neprekidno trajanje snježnog pokrivača na tlu. To je razdoblje koje ne smije biti prekinuto danima bez snijega na tlu, tj. snijeg ne smije sasvim okopnjeti.

Kad snijeg pada s jakim vjetrom, onda je to *snježna mećava*.

Ako je tlo prekriveno rahlim snijegom pa počne puhati jak vjetar, onda on uzvitla snježne kristale i podiže ih s tla do manje ili veće visine, ovisno o brzini vjetra; to je *snježna vijavica*. Ako je snijeg dignut nešto više, onda se veoma smanjuje vidljivost. Može postojati i kombinacija, tj. snijeg pada iz oblaka, a istodobno jak vjetar vitla snijeg s podloge. (U praktičnom životu narod i sredstva masovnih komunikacija nazivaju tu kombinaciju snježnom mećavom, što nije posve točno.) Vrlo jake snježne vijavice, kad vjetar otpuhne s podloge čitave oblake



Sl. 199. Broj dana s padanjem snijega (≥ 0,5 cm) i kiše (≥ 0,1 cm) u ovisnosti o srednjoj dnevnoj temperaturi u danima s padalinama u Säntisu, Švicarska, VI.-VIII. mjesec 1911.-1960. god. (F. Fliri, 1964.)

snježnih pahuljica i izdiže ih čak i po više stotina metara iznad podloge, nazivaju se *blizardima*. Iz Sjeverne Amerike taj se termin prenio u arktičke i antarktičke krajeve.

Za razumijevanje geografske raspodjele broja dana s padanjem snijega bit će potrebno najprije razmotriti kakav je odnos temperature zraka i padanja snijega. Snijeg pada na površinu Zemlje onda kad je razina na kojoj počinje zaleđivanje tako blizu površini tla da se snježne pahuljice ne stignu rastaliti na svom kratkom putu. To ne može biti sloj zraka deblji od 300 m. Očito je da je to minimalni zahtjev. Obilan suhi snijeg padat će onda kad je u sloju atmosfere ispod oblaka iz kojega pada snijeg temperatura niža od 0 °C. Na sl. 199. prikazani su rezultati istraživanja odnosa postanka kiše (bijeli stupci s kružićima) i snijega (stupci sa zvjezdicama) u Säntisu na 2 500 m. To je velika nadmorska visina, pa i u ljetnim mjesecima snijeg nije rijetka padalina. Iako je riječ o ljetnim mjesecima, očituje se genetska veza između temperature i padalina. Snijeg u umjerenim geografskim širinama u Alpama ponajčešće pada kad je srednja dnevna temperatura na visini termometra između −5 °C i 5 °C. To je sasvim razumljivo kad imamo na umu činjenicu da hladan zrak može sadržavati malo vodene pare, pa će snijeg najčešće padati kad je temperatura samo nešto niža od 0 °C. Životno nas iskustvo brzo nauči da u našim klimatskim uvjetima snijeg zimi uvijek pada pri relativno visokoj temperaturi; najoštrija zima, tj. vrlo niska temperatura nastupa *poslije* padanja snijega kad se nebo razvedri nakon prolaza hladne fronte.

Isto tako poslije jake hladnoće, kad dolazi topli val i s njim novi snijeg, temperatura opet najčešće naglo i jako poraste. Tako je svagdje gdje pada snijeg, samo temperatura može biti različitog reda veličine, tj. padanje snijega uglavnom prati relativno viša temperatura nego u danima prije padanja snijega. Isto je i na Antarktiku i na Arktiku. Iako su srednje temperature dana sa snijegom niže nego u umjerenim širinama, one su u usporedbi s temperaturom prije i poslije padanja snijega vrlo visoke. Padanje snijega u tim krajevima povezano je s prodorima toplog zraka, odnosno s »toplim valom«. Tako, npr., u polarnoj postaji Eismitte na Grenlandu snježne mećave u 40 od 48 slučajeva bile su praćene s porastom temperature. U prosjeku je dan s padanjem snijega bio za 6 °C topliji od prethodnog dana bez padanja snijega.

Istodobno se može spomenuti da je i broj dana s kišom usko povezan s temperaturom. Najveći broj dana s kišom imao je srednju dnevnu temperaturu od −2 °C do 9 °C.

Veličina snježnih pahuljica ili kristala smanjuje se s padom temperature, tako da pri nižoj temperaturi padaju samo ledeni kristali. (Na antarktičkoj polarnoj postaji Pionerskaja utvrđeno je da na temperaturi od −25 °C snježni kristali imaju promjer 0,36 mm, a pri temperaturi −45 °C do −50 °C promjer se smanjuje na 0,17 mm. Iz iskustva znamo da u našim klimatskim uvjetima »krpe snijega« padaju pri temperaturi od oko 0 °C, a sitnozrni snijeg pada pri znatno nižoj temperaturi.)

Dubina do koje prodire Sunčeva radijacija u snježni pokrivač ovisi o veličini snježnih kristala, temperaturi i gustoći snijega. Usprkos vrlo različitim fizičkim uvjetima, moglo bi se reći da snježni pokrivač debeo 10 cm apsorbira najveći dio one kratkovalne radijacije koja prodre u nj. Ako je snježni pokrivač tanak, Sunčeva radijacija može grijati tlo kroz snijeg, tlo se ugrije, snijeg polako kopni odozdo, pa voda odlazi u tlo; tako se stvara rezerva vode u tlu.

Ako je temperatura zraka više-manje neprestano niska, onda se dio snijega može stalno održati. I pri temperaturi znatno nižoj od 0 °C snježni su kristali izloženi stalnim promjenama koje se odražavaju u promjeni strukture čitavog sloja snijega. Osim temperature, na snježne kristale u dubljim slojevima snježnog pokrivača djeluje i tlak kojim tlači snijeg iznad njih. S povećanjem dubine snijeg na nekoliko desetaka metara prelazi u *firn*, ledenu masu u kojoj se jasno nazire zrnata struktura, a na oko 100 m firn pod istim utjecajima prelazi u kompaktnu ledenu masu. (Spomenute dubine prijelaza bitno ovise o temperaturi.) U firnu i u ledu očuva se zrak (u obli-

[111] lat. *nix, nivis* – snijeg

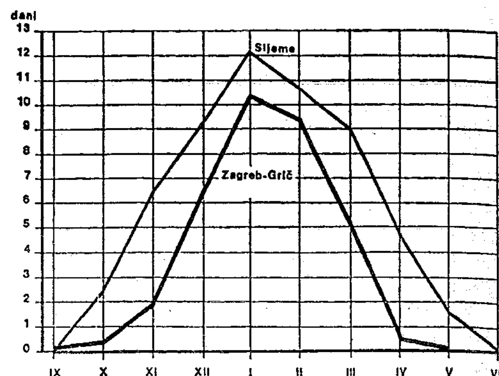
ku malenih mjehurića), koji se zadržao između snježnih kristala u snježnom pokrivaču. U ledu u ledenjacima zrak čini do 11% volumena.

Stanovitu važnost u kontinentskim krajevima ima evaporacija snijega. Već smo vidjeli da suhe zračne mase mnogo vlage dobivaju evaporacijom vode s podloge. Nešto slično, iako manje, vrijedi za snježni pokrivač. Istraživanja u Rusiji pokazala su da je evaporacija snijega vrlo važan proces koji uzrokuje nestanak krute zimske padaline. U Jakutiji već u periodu kad je temperatura zraka još uvijek niža od 0 °C evaporacijom nestaje 50–60% snijega, a na Dalekom istoku, Zabajkalju i Kazahstanu u nekim godinama sav snijeg nestaje evaporacijom, pa u tom procesu nestajanja snijega uopće ne nastaje tekuća voda. Evaporaciju snijega osobito ubrzava suh i relativno topao vjetar (po tome je osobito poznat fen u Alpama). Evaporacija snijega u dijelu godine kad se snježni pokrivač nalazi na tlu ovisi prije svega o temperaturi zraka, a zatim o trajanju snježnog pokrivača. Ona se smanjuje s povećanjem specifične vlage.

1.5.3.11.1. VERTIKALNA RASPODJELA SNIJEGA.

U praktičnom je životu važno poznavati i vertikalnu raspodjelu snijega, jer je ona vrlo važna u životu planinskih krajeva. Opće je pravilo da broj dana s padanjem snijega raste s porastom nadmorske visine, jer u tom smjeru opada temperatura. Tako, npr., u Zagreb-Griču snijeg pada godišnje prosječno 34 dana, a na Sljemenu 56 dana. Na sl. 200. prikazan je godišnji hod srednjeg broja dana s padanjem snijega na Sljemenu i Zagreb-Griču.

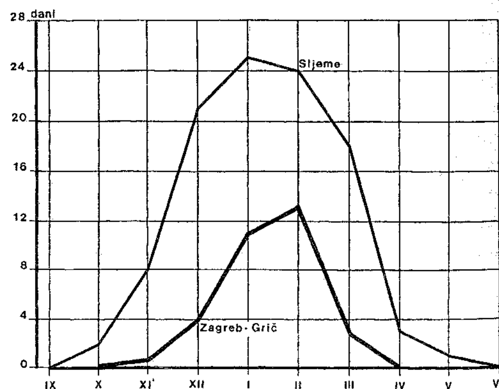
Na grafikonu se očituje opća zakonitost vertikalne raspodjele broja dana s padanjem snijega u planinskim krajevima uopće. Broj dana s padanjem snijega najveći je u najhladnijem mjesecu, dakle u siječnju. (Broj dana s padanjem snijega u veljači manji je zato što je veljača najkraći mjesec. Kad bi se uzeli mjeseci s istim brojem dana, onda bi oba mjeseca bila izjednačena.) Iz oblika krivulja vidi se da se razlike između srednjeg broja dana s padanjem snijega u pojedinim mjesecima smanjuju prema sredini zime. To proizlazi iz uvjeta za postanak snijega i vertikalne raspodjele temperature napose. Usred zime temperatura je dovoljno niska i u podnožju planine i na njezinu vrhu, pa ako snijeg počne padati, onda pada na svim visinama. Ujesen i u proljeće vrlo često nije tako. Podnožje planine je toplije od njezinih viših dijelova, tako da pri takvoj raspodjeli temperature vrlo često u podnožju pada kiša, a na vrhuncima snijeg. (Prvi snijeg padne najprije na višim dijelovima susjednih planina, a tek poslije »dođe« i u nizinu. Slično je i u proljeće.) To vrijedi



Sl. 200. Srednji broj dana s padanjem snijega (≥ 0,1 mm) na Sljemenu (999 m) i Zagreb-Griču (157 m) u zimama 1943/44.-1958/59. god. (B. Kirigin, 1963.)

i za Medvednicu. Zato je u jesenskim i proljetnim mjesecima znatno veći broj dana s padanjem snijega na Sljemenu nego u Zagreb-Griču. Isto tako vrijedi još jedno, već spomenuto pravilo: Prvi snijeg pojavljuje se prije na Sljemenu nego u Zagreb-Griču, a isto se tako i posljednji snijeg pojavljuje kasnije na Sljemenu nego u Zagrebu.

Veliku praktičnu važnost ima srednje trajanje snježnog pokrivača (ili srednji broj dana sa snježnim pokrivačem). I za to smo kao primjer uzeli Medvednicu i Zagreb (sl. 201.). Budući da na trajanje snježnog pokrivača utječu isti faktori kao i na broj dana s padanjem snijega, krivulje trajanja snježnog pokrivača nisu u biti drukčije. Prema tome, i pravilnost je ista. Trajanje snježnog pokrivača raste s porastom nadmorske visine, odnosno snježni se pokrivač prije pojavljuje i kasnije nestaje u plani-



Sl. 201. Srednje trajanje snježnog pokrivača (≥ 1 cm) na Sljemenu i Zagreb-Griču u zimama 1943/44. do 1958/59. god. (B. Kirigin, 1963.)

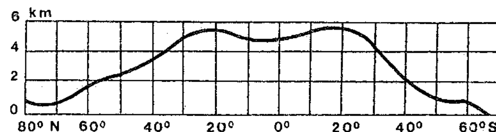
nama (na Sljemenu) nego u nizini (Zagreb-Grič). Postoje stanovita odstupanja koja su posljedica djelovanja drugih klimatskih elemenata i faktora. Na Medvednici iznad 500 m najveći je broj dana sa snježnim pokrivačem u siječnju, a ispod 500 m u veljači. Na trajanje snježnog pokrivača, osim temperature i visine snijega, utječe insolacija. Jača naoblaka na privjetrini produžuje trajanje jednom stvorenoga snježnog pokrivača, jer jača naoblaka uzrokuje slabiju insolaciju. Vrijedi i obratno; jača insolacija na zavjetrini ubrzava kopnjenje snijega. Taj utjecaj nije beznačajan kako bi se u prvi mah možda pomislilo. Zbog spomenutog su djelovanja insolacije na Medvednici često sjeverne, privjetrine padine potpuno prekrivene snijegom, a na južnim, zavjetrinskim padinama snijeg je u isto vrijeme tanji i zadržava se samo u pojedinim dijelovima, pretežno na ostacima zapuha.

Na većoj nadmorskoj visini količina snijega je sve veća. U umjerenim geografskim širinama maksimalna debljina snježnog pokrivača ne pojavljuje se istodobno na svim visinama; što je veća nadmorska visina, to se maksimalna debljina snježnog pokrivača pojavljuje kasnije. U Alpama je na 1 800 m visine debljina snježnog pokrivača najveća u veljači; na 2 500 m u ožujku; na 3 100 m u svibnju. Postoji vremenski pomak i pri pojavi minimuma. Najmanja debljina snježnog pokrivača pojavljuje se sve kasnije što je nadmorska visina viša. To jednostavnije znači da debljina snježnog pokrivača nije najmanja u najtoplijemu mjesecu, niti je najveća u najhladnijemu mjesecu (najtopliji i najhladniji mjesec na površini Zemlje na nižim nadmorskim visinama). Snježni pokrivač na 1 800 m nestaje krajem travnja, na 2 500 m koncem lipnja. Na dovoljno velikoj visini snježni se pokrivač održi i u ljetnim mjesecima. Sve to upućuje na zaključak da temperatura nije jedini regulator godišnjega hoda debljine snježnog pokrivača, odnosno nije samo temperatura ta koja određuje u kojem će mjesecu snježni pokrivač biti deblji, a u kojem mjesecu najtanji. Jednostavna relacija vrijedila bi samo u nižim planinama (kao na Sljemenu u prethodnom primjeru). Pomicanje maksimuma debljine snježnog pokrivača na višim planinama u umjerenim geografskim širinama u vezi je s većom količinom padalina u toplom dijelu godine. Vlage ima dostatno, a temperatura je tako niska da može pasti snijeg koji se, uz to, i održi na tlu. Godišnji hod debljine snježnog pokrivača važan je za zimske športove jer se na većim visinama skijaška sezona produžava na proljeće ili čak i na početak ljeta.

1.5.3.11.2. SNJEŽNA GRANICA.

U vrlo visokim planinama snijeg se zadrži i u ljetnim mjesecima. To znači da cijele godine padne više snijega nego što okopni. Ploha iznad koje snijeg ostaje neokopnjen cijele godine zove se snježna granica. Njezina visina (sl. 202.) vrlo je različita i ovisi o više faktora, od kojih su najvažniji temperatura, vlažnost zraka, količina padalina (osobito snijega), reljef. Snježna granica od polova postupno raste do oko 20° N i 20° S. Tu je ona najviša zbog visoke temperature, malene vlažnosti i malene količine padalina uopće. Prema ekvatoru visina snježne granice nešto opada, jer je zrak vlažniji pa ima više snijega. Snježna granica strmije pada na južnoj hemisferi nego prema Sjevernom polu, pa je na svakoj geografskoj širini južne hemisfere niža nego na odgovarajućoj geografskoj širini na sjevernoj hemisferi. To je posljedica veće maritimnosti južne hemisfere i postojanja Antarktičkoga ledenog pokrova. Približavanjem Antarktiku, zbog vrlo niske temperature, snježna se granica spušta na morsku razinu, a u nešto toplijem Arktiku spušta se za manji iznos. Zbog smanjenja količine padalina, visina snježne granice raste prema unutrašnjosti kontinenata, a zbog razlike u insolaciji, snježna je granica niža na osojnoj nego na prisojnoj padini planine. U tom slučaju važna je i naoblaka na prisojnoj i osojnoj padini (a s naoblakom dolaze i padaline), koja može poništiti efekt insolacije ako je prisojna padina oblačnija od osojne, odnosno ako je prisojna padina ujedno i navjetrina. Tako je npr. na Himalaji snježna granica na prisojnim, južnim padinama za 730 m niža nego na hladnijoj osojnoj, sjevernoj padini te goleme planine, jer južne padine primaju obilnu vlagu za vrijeme ljetnog monsuna, dok su sjeverne padine suhe.

Iz svih tih primjera vidi se da odnos između količine snijega i visine snježne granice s jedne strane i temperature s druge strane nije jednostavan. Niska temperatura povećava količinu snijega i spušta snježnu granicu; ali ako ona padne ispod određene granice, odnosno ako temperatura postane preniska, količina snijega se smanjuje, jer preniska temperatura smanjuje količinu vodene pare u zraku, a iz zraka tek s vrlo malo vodene pare ne može pasti mnogo snijega, pa se snježna granica podiže. To znači da količina snijega i trajanje snježnog pokrivača istodobno ovise i o temperaturi i o količini vodene pare u zraku, a ne samo o jednom elementu.



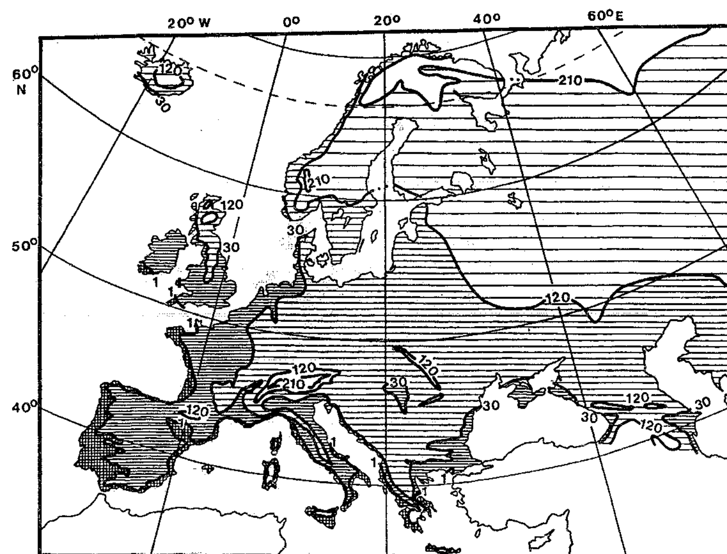
Sl. 202. Visina snježne granice (E. de Martonne, 1948.)

U određenim uvjetima jedan od njih može biti limitirajući faktor. Ovo će biti važno da bismo razumjeli i mogli protumačiti geografsku raspodjelu snijega, a bitno je važno za postanak, razvoj i nestanak ledenih pokrova, odnosno bitno je važno za teoriju glacijacije, tj. za postanak i razvoj ledenih pokrova.

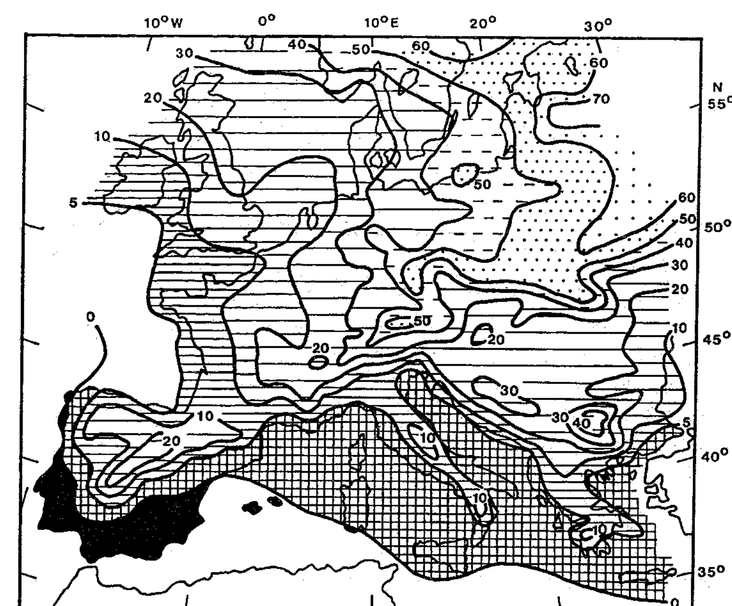
1.5.3.11.3. GEOGRAFSKA RASPODJELA SNIJEGA. Sada ćemo detaljnije razmotriti samo jedan primjer geografske raspodjele toga klimatskog elementa da bismo tako razumjeli opću zakonitost. Stvaranje i održavanje snježnog pokrivača ovise o temperaturi i količini palog snijega. U humidnim krajevima dominantno značenje ima temperatura, a u suhim krajevima količina palog snijega. To ćemo sada prikazati u Europi (sl. 203.). Osim u južnom i zapadnom primorju, u Europi se snijeg pojavljuje relativno pravilno i normalna je zimska padalina. Opće bi pravilo bilo da trajanje snježnog pokrivača u Europi raste od juga prema sjeveru, te od zapada prema istoku. Do odstupanja dolazi u planinama i uopće u planinskim krajevima gdje trajanje snježnog pokrivača raste s porastom nadmorske visine.

U mediteranskom prostoru trajanje snježnog pokrivača svodi se najčešće samo na nekoliko dana, i to u nešto višim dijelovima (npr., španjolska Meseta), a u nižim dijelovima, bližima moru (Portugal, španjolska obala, najjužniji dio Francuske, Italija, naše obale i obale Grčke), trajanje snježnog pokrivača je do jednog dana. Iako je zapadna Europa mnogo hladnija od mediteranske Europe, trajanje snježnog pokrivača uz obalu Francuske, Irske i Britanije maleno je zbog izrazite maritimnosti klime. Tek s porastom kontinentalnosti raste i trajanje snježnog pokrivača. Budući da je zimska temperatura dominantan klimatski element, izolinije se u zapadnoj Europi pružaju meridionalno. U sjevernoj Europi veliku važnost ima reljef i naglo povećanje kontinentalnosti, pa trajanje snježnog pokrivača naglo raste. U znatnom dijelu Skandinavskog poluotoka (zapadni dio) izolinije se poklapaju s izohipsama i gusto su zbijene, a prema istoku naglo raste kontinentalnost, pa se izolinije sve više pružaju zonalno. Vidi se kako relativno toplo Baltičko more potiskuje izolinije prema sjeveru. U srednjoj i jugoistočnoj Europi pružanje izolinija je komplicirano zbog utjecaja reljefa. Osjeća se da je dominantno pružanje meridionalno, a to je odraz u biti isto takva pružanja izotermi. Treba posebno istaknuti da trajanje snježnog pokrivača ne raste samo u planinama, nego se osjeća i porast trajanja snježnog pokrivača prema istoku, odnosno sjeveroistoku. Pružanje izolinija često ovisi o regionalnim uvjetima. Tako je, npr., u srednjoj Grčkoj i na istoku Mađarske trajanje snježnog pokrivača kraće nego u okolnom prostoru, jer su to depresije sa smanjenom količinom padalina. Tako snježni pokrivač u Budimpešti traje 34 dana, a u Szegedu 24 dana.

Osim trajanja snježnog pokrivača razmotrit ćemo i srednji godišnji broj dana s padanjem snijega u Europi (sl. 204.). Iako nedostaju podaci upravo iz kritičnih područja (pa se pružanje izolinija, osobito nulte izolinije, ne može uzeti kao posve pouzdano), opća se zakonitost može utvrditi. Na broj dana s padanjem snijega utječu temperatura i reljef (njihov utjecaj nije moguće striktno odijeliti, pa bi se moglo



Sl. 203. Srednje trajanje snježnog pokrivača u Europi (I. Küchle-Scheidemantel, 1956.)



Sl. 204. Srednji godišnji broj dana s padanjem snijega u Europi (E. Alt, 1932.)

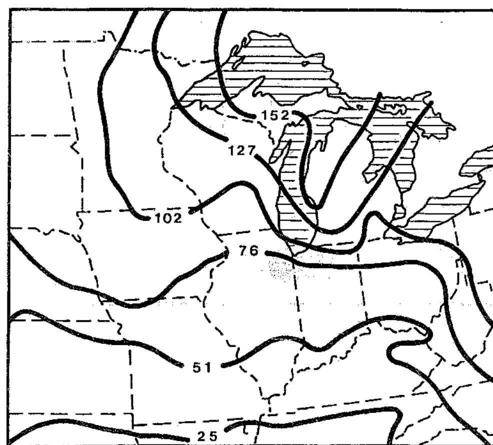
reći da broj dana s padanjem snijega ovisi o horizontalnoj i vertikalnoj raspodjeli temperature). Utjecaj temperature očituje se u činjenici da srednji godišnji broj dana s padanjem snijega raste od Sredozemlja prema sjeveru, prema Skandinaviji, te od obale Atlantskog oceana prema istoku. Utjecaj temperature bi bio zapravo isto što i utjecaj raspodjele kopna i mora, tj. izolinije se pod utjecajem mora, Atlantika i Sredozemlja, pružaju zonalno, a pod utjecajem rashlađenoga kopna kao klin se zabijaju u europsko kopno i prodiru daleko na jugozapad. Utjecaj raspodjele kopna i mora očit je i u manjim dimenzijama. Tako Egejsko i Crno more potiskuju daleko na sjever izolinije od 5, 10 i 20 dana s padanjem snijega. Slično tome, izolinije se povijaju na sjever pod utjecajem Jadranskog mora, sjevernog dijela zapadnog Mediterana, Sjevernog i Baltičkog mora. Kao i u svim drugim sličnim slučajevima, istodobno postoji i suprotan utjecaj kopna. Tako jugoistočna Europa i Balkanski poluotok potiskuju izolinije na jug, a isto to čine i Apeninski i Pirenejski poluotok te Britanski otoci i Skandinavija. I u tom slučaju nije moguće posve odijeliti utjecaj visokog reljefa, jer se on kombinira sa spomenutim utjecajem raspodjele kopna i mora. Ipak, utjecaj visokog reljefa na povećanje broja dana s padanjem snijega lako se može uočiti u Alpama, osobito u istočnim Alpama, u Dinaridima i Rodopima, u najvišim dijelovima Apeninskog, Pirenejskog i Skandinavskog poluotoka. Jasno, na prikazu u takvu mjerilu nije moguće unijeti svu kompleksnost u raspodjeli broja dana s padanjem snijega pod utjecajem relativno manjih, ali visokih planina (Olimp itd.).

1.5.3.11.4. MANJI MODIFIKATORSKI UTJECAJI NA SNIJEG. Kao što veća jezera ponešto modificiraju sve ostale klimatske elemente, tako modificiraju i raspodjelu količine palog snijega. Budući da su sjevernoamerička Velika jezera dovoljno velika, razmotrit ćemo njihov utjecaj (sl. 205.). Pod utjecajem evaporacije s tih jezera, u njihovu području ima više padalina nego na istoj geografskoj širini zapadnije od njih. U njihovu području postoji »klin« s povećanom količinom padalina. Kad je tako s padalinama uopće, onda to mora vrijediti i za snijeg. Pod utjecajem raspodjele temperature srednja godišnja količina snijega raste od juga prema sjeveru.

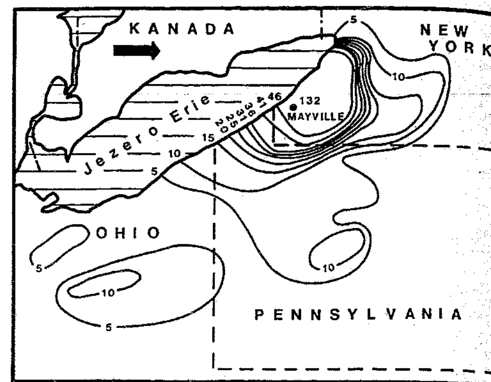
U ravnici daleko na zapadu izolinije se pružaju zonalno. Njihovo pružanje mijenja se na zapadu i sjeveru pod utjecajem reljefa, Atlantskog oceana, kontinentalnosti uopće, i konačno dolazi do izražaja i utjecaj jezera. Budući da u hladnom dijelu godine preteže strujanje zraka sa sjevera i da jezera početkom zime nisu zaleđena, u tom je razdoblju jaka evaporacija kojom se povećava količina vodene pare u zraku. Tako postoje svi uvjeti za povećanje količine snijega u neposrednoj blizini jezera. (Poslije ćemo vidjeti da još nezaleđena Velika jezera jako

zagrijavaju zrak iznad njih i tako se u njihovu području ciklone produbljuju, tj. intenziviraju.) Tako doista i jest, a to se najbolje vidi po pružanju izolinija, koje se u jezerskom području naglo povijaju prema jugu. Zato južne obale Velikih jezera imaju više snijega od sjevernih na istoj geografskoj širini pa, npr., istočna obala jezera Michigan ima mnogo više snijega od njegove zapadne obale.

Najveće teškoće (npr. prometu) snijeg čini ako počne padati naglo i ako ga mnogo padne u kratkom razdoblju. Baš u takvom slučaju može biti vrlo izrazit modifikatorski utjecaj velikog i toplog jezera. Na sl. 206. prikazana je prostorna raspodjela debljine snijega koji je pao u tijeku jedne nepogode nad istočnim i jugoistočnim obalnim pojasom jezera Erie, i u području istočno od njega. Nije potrebno detaljnije istraživati taj vrlo zanimljiv slučaj, nego možemo samo zaključiti da je riječ o kompleksnom postanku tog »pljuska snijega« iz jednog oblaka s jakim vertikalnim razvojem. Zbog advekcije s juga, u zraku je bilo mnogo vodene pare, a do naglog izdizanja toga vlažnog zraka došlo je na hladnoj fronti. To potvrđuje činjenica da je pri tlu sjeverno od jezera puhao hladan i suh zapadni vjetar (oko 32 km sat^{-1}). Tako je nastala jaka lokalna nepogoda, u kojoj se cijeli proces intenzivirao »injektiranjem« dodatne vodene pare koja je evaporirala s jezera Erie. Dodamo li tome i orografski efekt (više stotina metara visoka brda), onda smo spomenuli sve uzroke postanka jedne takve snježne nepogode. U Mayvillu su u tom kratkom razdoblju pala 132 cm snijega! Količina palog snijega naglo se smanjivala prema periferiji. Slične nepogode povremeno pogode i ostale gradove istočno od ostalih Velikih jezera.



Sl. 205. Raspodjela srednje godišnje količine snijega u području Velikih jezera (cm) (S. S. Visher, 1955.)



Sl. 206. Raspodjela snijega (cm) koji je pao 2–3. XII. 1966. god. istočno od jezera Erie u SAD; u tom je razdoblju dominirao zapadni vjetar (H. Neuberger i J. Cahir, 1969.)

Tako je u jednom danu u gradu Watertown u državi New York, na istočnoj obali jezera Ontario, palo 114 cm snijega, a u susjednom Bannetts Bridgeu zimi 1946./47. palo je ukupno 894 cm snijega.

Snijeg djeluje na šumsku vegetaciju povoljno i nepovoljno. Povoljno djeluje obilno i dugotrajno natapanje tla sniježnicom, vodom koja nastaje kopnjenjem snijega. U proljeće snijeg leži u šumi 1–3 tjedna duže (zato što je manja brzina vjetra i slabija evaporacija) nego u susjednom otvorenom polju na istoj nadmorskoj visini, a to pozitivno utječe na vodni režim. Snijeg sprečava zimsko isušivanje tla, a kad je jako hladno, zaštićuje ga od zamrzavanja. Snijeg je odličan termički izolator i radijator, pa su u svim krajevima svijeta utvrđene razlike temperature i po nekoliko desetaka stupnjeva između temperature tla i minimalne temperature zraka neposredno iznad površine snijega.

Na šumu djeluje snijeg negativno na više načina. Mokar snijeg prijanja uz lišće, iglice i granje te svojom težinom savija, lomi i izvaljuje stabla. Oštećenja mogu biti teška, osobito ako poslije snijega zapuše jak vjetar. Različite vrste drveća zadržavaju različite količine snijega. Na debljinu snježnog pokrivača u šumi znatno utječe vjetar koji mjestimice čini velike zapuhe, a na drugim mjestima ogoljuje tlo. Snijeg u planinama leži dugo na tlu, skraćuje vegetacijski period i smanjuje produktivnost šumskog drveća. Na strmim padinama pod njegovom se težinom deformiraju pridanci stabala. Velike štete nanose lavine.

Nije lako utvrditi kakav je i koliki je utjecaj *grada* na snijeg. Ipak, čini se da su stanovita pravila utvrđena i da je modifikatorski utjecaj grada prilično velik. Broj dana s padanjem snijega u gradu,

iznad kojega ima mnogo jezgara kondenzacije i sublimacije, nešto je veći nego u okolici. P. A. Kratzer (1956.) navodi više primjera koji potvrđuju taj neočekivani zaključak. U Nürnbergu snijeg pada 5 dana više nego u okolici. U Helsinkiju ima 77 dana s padanjem snijega, a u njegovoj okolici 60 dana. U konurbaciji Champaign-Urbana, Illinois, SAD, ima 8% više dana s padanjem snijega nego u okolici (S. A. Changnon, 1970.). Međutim, kanadski radovi pokazuju da je broj dana s padanjem snijega u Torontu manji nego u okolici. Slično se tvrdi i za Washington. Čini se da je vrlo važna veličina grada i geografska širina, pa zacijelo ne postoji opće pravilo. Važno je to što je trajanje snježnog pokrivača u svim gradovima u kojima je utvrđen porast broja dana s padanjem snijega kraće nego u okolici, tj. snježni pokrivač u gradu prije nestane nego u okolici. Osim čišćenja, tome pridonosi viša temperatura u gradu, te prljavost snijega (time se povećava apsorpcija kratkovalne radijacije, odnosno smanjuje se albedo snijega). Nestanak snijega u gradu, za razliku od okolice gdje se još zadrži, vrlo je važan za raspodjelu temperature. U Berlinu je utvrđeno da je zimi 1911.–1912. god. bez snijega u 7 h ujutro grad topliji od okolice za 1,7 °C, a kad je u okolici bio snijeg, a u gradu ga nije bilo, onda je središte bilo za 3,9 °C toplije od okolice. Slična je razlika u istim uvjetima postojala i uvečer, a bitno se smanjila usred dana.

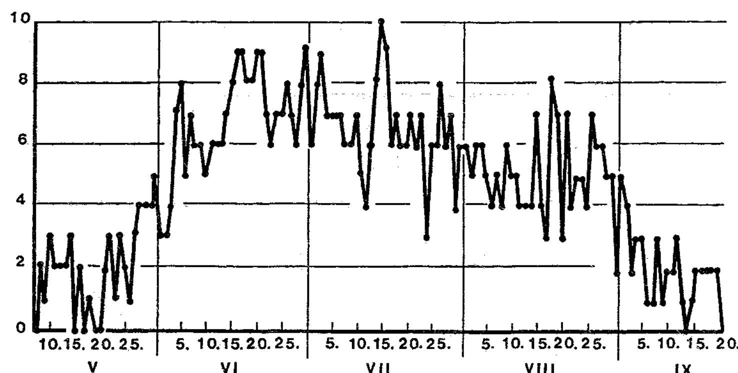
Broj dana s padanjem snijega i trajanje snježnog pokrivača u gradu i okolici nije toliko važno s meteorološkog stanovišta. Mnogo su važnije posljedice u svakidašnjem životu. Motorizacijom svijeta snijeg (i led) postaje ozbiljna zapreka, osobito u danima kad pada. Nerijetko nastaje kaos, to više što se u razvijenim zemljama prosječna udaljenost od mjesta stanovanja do radnog mjesta sve više povećava. Od svih ljudskih djelatnosti u gradu, snijeg najviše utječe na promet. Snijeg utječe i na gradski (tramvaj, autobus, osobna vozila) i na međugradski promet, ali i na intenzitet kupovanja u robnim kućama, na turizam itd. Sve to zahtijeva organizaciju službe za borbu protiv snijega. Zato svi gradovi koji imaju više snijega, u svojem budžetu imaju stavku za borbu protiv snijega i njegovih posljedica.

Već znamo, zbog izuzetnih svojstava u vezi s visokim albedom, apsorpcijom i emisijom dugovalnog zračenja te toplinskom vodljivošću (odličan izolator), snijeg na tlu čini zimu oštrijom, a u rano proljeće sprečava naglo zagrijavanje zraka, jer se toplina najprije mora trošiti za kopnjenje snijega. Tako snijeg povećava kontinentska obilježja klime. Ta njegova svojstva kad se promatraju u kontinentskim razmjerima, u višim geografskim širinama bit će izuzetno važna za postanak i trajanje i današnjih i pleistocenskih ledenih pokrova.

1.5.3.12. **TUČA.** Znamo, u svjetskim razmjerima tuča daje zanemarivo malenu količinu vode. Ona uopće nije važna kao padalina, nego je važan njezin mehanički utjecaj. Više od svake druge padaline tuča je prostorno i vremenski ograničena jer postoje strogo određeni meteorološki uvjeti za njezin postanak, a ti se uvjeti – na sreću – prilično rijetko ispunjavaju. U zrnu tuče postoji više slojeva prozirnog i neprozirnog leda, a to upućuje na zaključak da se zrno tuče više puta diže i spušta u oblaku prije nego što padne na tlo. Jaka konvekcija je pretpostavka za postanak tuče, ona može nastati samo u kumulonimbusima. Kad se upoznao mehanizam postanka tuče, pokušalo se pronaći i sredstvo za borbu protiv nje. Jedna od metoda u obrani od tuče sastoji se u tome da se pomoću raketa puca u kumulonimbuse. U glavi rakete nalazi se punjenje sa sitnim kristalima srebrova jodida, koji eksplozijom ispare i sublimiraju u kristale, jezgre zaleđivanja pothlađenih kapljica vode, pa se tako stvara veći broj manjih ledenih elemenata, a to smanjuje mogućnost većeg porasta zrna tuče, jer se raspoloživa voda i vodena para troši na veći broj ledenih elemenata. Borba protiv tuče svodi se, dakle na nastojanje da se stvori što veći broj sitnih zrna tuče nasuprot težnji prirodnog procesa da se stvori što manji broj krupnih zrna tuče. Bitno je odrediti moment kada treba ispaliti rakete, jer ako se zakasni samo nekoliko minuta (pa čak i samo jednu minutu), svaka je intervencija nekorisna. (Eksplozija glave rakete kao i »pucanje u oblake« ni najmanje ne utječe na postanak tuče.)

Tuča nastaje u nepogodama termičkog i frontalnog postanka. Ta starija oštra podjela kao da više ne odgovara. Tuča najčešće nastaje u toplom dijelu godine na hladnim frontama gdje postoje optimalni uvjeti za vrlo jaku prisilnu konvekciju. Nju mogu ubrzati istodobni procesi termičke prirode – naglo zagrijavanje podloge i oslobađenje latentne topline zbog kondenzacije i sublimacije vodene pare. Tuča je padalina koja nastaje u toplom dijelu godine i najčešće u poslijepodnevnim satima, a najviše pogađa kontinentsku unutrašnjost u umjerenim geografskim širinama.

Da bismo što bolje upoznali zakonomjernost u prostornoj i vremenskoj raspodjeli tuče, malo ćemo detaljnije razmotriti neke rezultate sistematskih istraživanja tuče u Alberti, Kanada, na površini 57 000 km^2. Usprkos velikim varijacijama, lako se može opaziti (sl. 207.) da je sezona tuče od svibnja do rujna, ali se isto tako vidi da opasnost od tuče naglo raste u lipnju, a da naglo opada u rujnu, što nesumnjivo upućuje na utjecaj visoke temperature podloge. U promatranu razdoblju bilo je javljeno najviše 80 dana s tučom godišnje i najmanje 37

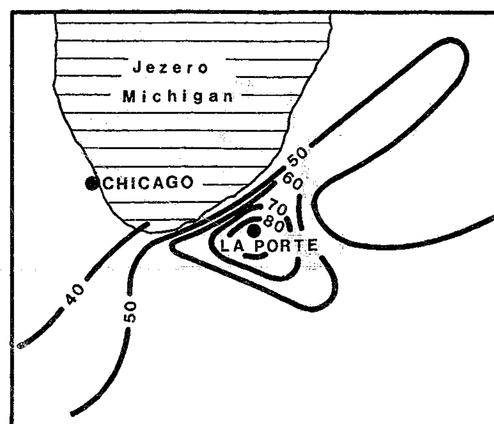


Sl. 207. Ukupan broj dana s tučom u 10-godišnjem razdoblju 1957.–1966. god. u jednom dijelu Alberte, Kanada (P. W. Summers i A. H. Paul, 1957.)

dana, pa bi godišnji prosjek bio 65,5 dana (u cijelom promatranom području). Srednje trajanje tuče u minutama bilo je u svibnju 11 minuta, u lipnju 9 minuta, srpnju 11, u kolovozu 11 i u rujnu 8 minuta, tj. prosječno 10 minuta. Sl. 207. pokazuje da postoji tendencija češće pojave tuče u određenim datumima, nerijetko u istom datumu svake godine (npr. 14. srpnja itd.).

Istraživalo se i eventualni utjecaj Stjenjaka, pa se pokazalo da nepogode s tučom češće nastaju u podnožju Stjenjaka nego dalje od njega. Postoji 50% vjerojatnosti da će se nepogoda s tučom gibati čak oko 170 km daleko od grebena Stjenjaka, ali postoji samo 20% vjerojatnosti da će se održati 350 km daleko. Dakle, mora se uzeti u obzir orografski efekt.

Analizirano je i vrijeme početka padanja tuče (odnosno dnevni hod tuče) u svakom ljetnom mjesecu. U svibnju je tuča u prosjeku počela padati u 15:27, u lipnju u 16:07, u srpnju u 16:55, u kolovozu u 16:12 i u rujnu u 15:17. S porastom temperature početak tuče pomiče se na kasniji sat, a s padom temperature poslije ljetnog maksimuma opet se pomiče na raniji sat. Čestina padanja tuče u pojedinim satima savršeno jasno pokazuje da se tuča najčešće (ne samo u Alberti) pojavljuje u poslijepodnevnim satima. Noćna je tuča rijetka pojava. Sitna tuča nije vremenski jako koncentrirana, a vremenska koncentracija raste s veličinom zrna. Velika tuča pada isključivo u kasno poslije podne. To je u vezi s intenzitetom uzlaznih struja u oblacima.



Sl. 208. Srednji broj dana u godini s tučom južno od jezera Michigan (S. A. Changnon, Jr., 1970.)

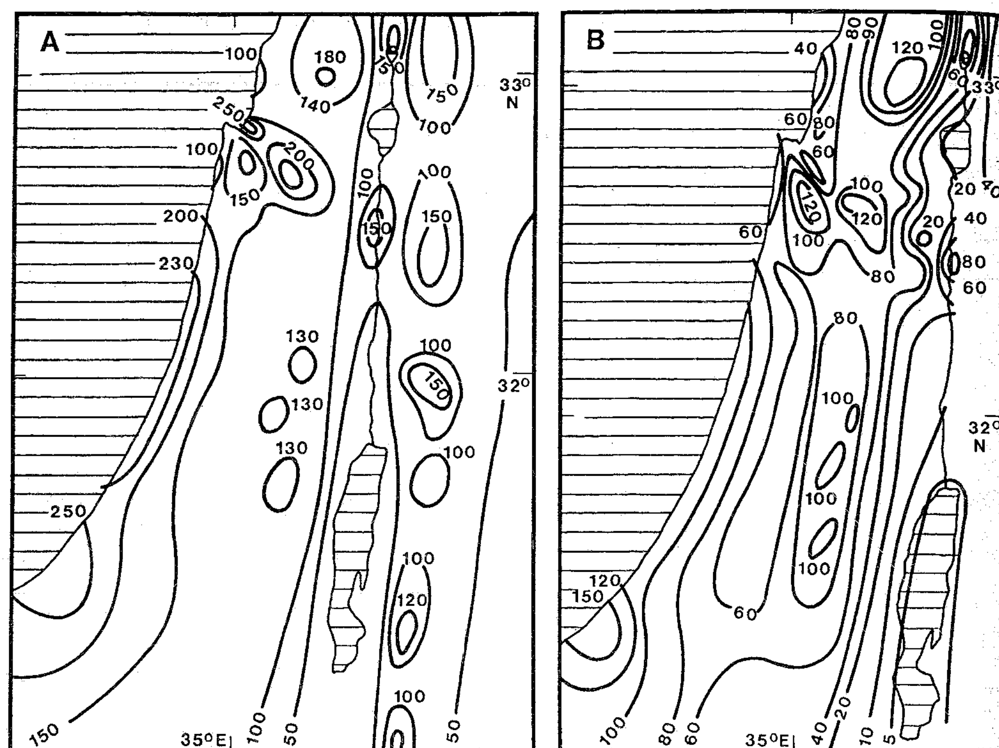
Zbog spomenutoga termičkog utjecaja grada, kao i zbog velikog broja jezgara kondenzacije i sublimacije u gradskoj atmosferi, proizašla je pretpostavka da se u gradovima povećava broj dana s tučom (u umjerenim geografskim širinama). Povećanje broja dana s tučom u gradu dovodi se u uzročnu vezu s povećanjem broja nepogoda nad gradovima. Tako Kansas City ima 14%, a Omaha 8% više dana s tučom nego susjedna okolica. I u tom slučaju uzet ćemo jedan ekstreman primjer, nama već poznati La Porte kod Chicaga (sl. 208.), koji je važan zato što pokazuje rezultate istraživanja u višegodišnjem periodu (a to nisu rezultati istraživanja tuče u jednom danu, što se ipak može smatrati slučajnošću), ali i zato što se na relativno manjem prostoru kombinira utjecaj jezera Michigan i jedne goleme industrijske regije i konurbacije. Pritom nije moguće odvojiti relativnu važnost pojedinih komponenata. Po izolinijama se opaža da broj dana s tučom naglo raste prema gradu La Porte. Isto je tako tipično povećanje broja dana s tučom u noćnim satima, što upućuje na zaključak da termička konvekcija nije jedini uzrok tome. U periodu 1951.–1965. god. u La Porteu je bilo 130 dana s tučom, a to je 246% više dana s tučom nego u susjednim ruralnim postajama. Takva velika razlika između jednoga grada i okolice ukazuje na idealnu kombinaciju više faktora na jednom relativno malenom prostoru. Treba još jednom upozoriti da je to izuzetak, ekstreman primjer, i da su u svim drugim slučajevima te razlike mnogo manje.

1.5.3.13. **ROSA I MRAZ.** Ako se prizemni vlažni sloj zraka (još češće tanji sloj zraka neposredno uz podlogu), a zajedno s njim i vodena para, u vedrim noćima dugovalnim ižarivanjem toliko rashlade da im temperatura padne na temperaturu rosišta ili ispod nje, tada će se na predmetima kondenzirati vodena para u obliku sitnih kapljica vode; to je *rosa.* (Kad se zrak ohladi ispod rosišta u debljem sloju iznad tla, onda nastaje magla, a ako se do rosišta, ili ispod njega, ohladi samo tanki sloj zraka neposredno uz podlogu, onda nastaje rosa.) Rosa dakle nastaje kad je rosište iznad 0 °C. S jutarnjim porastom temperature zraka rosa brzo nestaje, ispari. Rosa je relativno važna za niže bilje. Za više bilje ona je važnija posredno jer u sušnim razdobljima godine smanjuje evaporaciju i transpiraciju. Količina rose na otvorenom polju i u šumi znatno se razlikuje. Prema jednom istraživanju od svibnja do srpnja ispod bukova stabla, u Njemačkoj, količina rose iznosi 0,1 mm, 2 m od ruba krošnje 1,6 mm, a 8 m od ruba krošnje 2,1 mm. Količina rose naglo opada s porastom visine iznad tla. Najviše rose u šumi ima na vanjskom lišću, koje se dugovalnom radijacijom najjače ohladi. To se vidi po »svjetlucanju« šume ujutro kad se gleda prema suncu. Osobito jaka rosa poznata je u tropskim prašumama. H. E. Landsberg (1958.) navodi da ondje rosa daje u tijeku jedne noći sloj vode debeo 0,05–3 mm. Rosa može biti relativno važna kad temperatura padne na kritičnih 0 °C. Tada kondenzacijom i sublimacijom oslobođena latentna toplina usporava pad temperature. Stvaranje rose ubrzava se slabim turbulentnim miješanjem zraka iznad tla, pa time veća količina vodene pare dolazi u dodir s hladnom podlogom i ohladi se ispod rosišta. Prejak vjetar stvara preveliku mehaničku turbulenciju i dovodi do tla veću količinu zraka i vodene pare koji se ne mogu tako brzo ohladiti da bi nastala rosa.

Rosa je relativno važna u bilanci vode u aridnim i semiaridnim krajevima neposredno uz more, ali samo ako i cirkulacija zraka omogućuje pritjecanje vodene pare. Iznijet ćemo klasičan primjer, postanak rose i njezinu važnost u Palestini. Rosa je tako važna da su istraženi mnogi detalji. Najviše rose nastaje na plohama okrenutim prema gore, na vanjskim plohama objekata izloženih noćnoj dugovalnoj radijaciji; to je »gornja rosa«. Ako je noćno hlađenje dovoljno jako i ako ima puno vodene pare u zraku i dosta vode u tlu, onda rosa nastaje i na plohama okrenutima i prema tlu. Takvi uvjeti postoje uglavnom zimi, a ljeti samo u krajevima s navodnjavanjem. Tako npr. oko Galilejskog jezera ljeti ima rose na navodnjavanim površinama, a na nenavodnjavanima je nema. Rosa nastaje i u zraku neposredno uz tlo kondenzacijom vodene pare na lebdećim česticama prašine. Tako otežale one padaju na tlo. Zato se u krajevima u kojima dio rose nastaje na taj način može reći da rosa pada. Na tlu nastaju maleni poligonalni oblici na čijim se rubovima nalaze međusobno povezane čestice prašine. U aridnim i semiaridnim krajevima u blizini mora dobiva se dojam da rosa doista pada; ona kao da »dažđi«. Kapljice rose znatno se razlikuju po veličini i broju na jediničnu površinu, pa će varirati i količina vlage koju daje rosa.

U geografskoj raspodjeli rose u Palestini (sl. 209.) postoji bitna razlika prema raspodjeli kiše. Kiše najmanje ima u Negevu, a rose – najviše. Postoji uska korelacija između broja noći s rosom i količinom rose izraženo u milimetrima. Te su veličine tijesno povezane s dva faktora, koji bitno utječu na rosu, a to su blizina (ili udaljenost) mora i reljef. Blizina mora je važnija zato što vjetar s mora donosi mnogo vodene pare. Reljef je važan zato što on utječe na intenzitet noćnog ohlađivanja, pa će najbolji uvjeti za postanak rose biti u uskim dolinama i na tlu s malo biljnog pokrova. Iz toga će slijediti pravilnost u geografskoj raspodjeli broja noći s rosom i količini vode od rose. Najviše rose ima u obalnom pojasu, a njena količina opada prema istoku. Dominantan utjecaj blizine mora odražava se u činjenici da su izolinije broja noći s rosom i količine vode koju daje rosa paralelne s obalom Sredozemnog mora. Mrtvo more smanjuje važnost rose u njegovoj blizini, što znači da je važniji njegov termički utjecaj (smanjuje noćno ohlađivanje u kraju koji se nalazi pod njegovim utjecajem) nego što bi bilo važno kao eventualni izvor vlage. Depresija Mrtvog mora djeluje na smanjenje rose i time što se zrak dinamički zagrijava kad se spušta s brda i planina na zapadu. Da je to točno, vidi se u dolini rijeke Jordana gdje važnost rose raste, a opet opada u blizini Galilejskog jezera. Važnost se rose veoma povećava u dolini Jezreel. Zapadno od gore Carmel i uz obalu Galileje važnost rose se smanjuje usprkos blizini mora, a to se objašnjava utjecajem noćnog vjetra koji se spušta prema moru iz brdovite unutrašnjosti. U zapadnom Negevu rosa daje vlagu isto toliko koliko i kiša! Važna je činjenica da znatan dio rose nastaje u vegetacijskom periodu, čak i u ljetnim mjesecima, onda kada je najpotrebnije. Rosa vrlo smanjuje evaporaciju iz tla, čak 10–12 sati ljeti, a 14–15 sati zimi.

Ako je rosište ispod nule, nastat će *mraz.* Vodena para neposredno prelazi u kruto stanje, ona subli-



Sl. 209. A) broj noći s rosom u Palestini i B) količina vode (mm) koju daje rosa u godini (D. Ashbel, 1949.)

mira, tj. nastaju bijele kristalične naslage na tlu i na predmetima. (Mraz malokad nastaje zaleđivanjem kapi rose.) Za postanak rose i mraza uvjeti su isti: mora postojati mogućnost gubitka dugovalne radijacije podloge noću, a to je moguće samo u tihim i vedrim noćima. Površina Zemlje kao bolji radijator od prizemnog zraka ohladi se brže i jače od njega. Ako se prisjetimo da u opisanim uvjetima može doći i do jake inverzije temperature, mraz često nastaje i onda kad je temperatura u termometrijskoj kućici iznad 0 °C.

1.6. CIRKULACIJA ATMOSFERE

1.6.1. TIPOVI CIRKULACIJE ZRAKA

Strujanje ili cirkulacija zraka je opći naziv za gibanje zraka u atmosferi (cirkulacija atmosfere), a samo se horizontalna komponenta naziva – *vjetar.* Konačni uzrok strujanja zraka jest diferencirano zagrijavanje pojedinih dijelova Zemlje, a iz toga proizlazi razlika tlaka zraka. Strujanje zraka je prirodni mehanizam kojim se nastoje izjednačiti razlike u tlaku zraka, odnosno razlike u temperaturi. Budući da je Zemlja sferno tijelo, diferencirano je zagrijavanje nužna posljedica te činjenice; termička ravnoteža nikada se ne može uspostaviti, pa je – u klimatološkom smislu riječi – cirkulacija atmosfere vječan proces. Sva strujanja u atmosferi mogu se podijeliti u tri skupine (a mogu se svesti na već upoznatu stalnu i sezonsku raspodjelu tlaka):

a) opću ili planetarnu cirkulaciju,

b) sekundarnu cirkulaciju i

c) tercijarnu, odnosno lokalnu i regionalnu cirkulaciju.

Opća ili planetarna cirkulacija jest cirkulacija velikih, planetarnih dimenzija koja u biti postoji cijele godine, bez obzira na godišnje doba. Svodi se konačno na temperaturni kontrast između uvijek toplih tropa i uvijek hladnih polarnih krajeva. Zato na Zemlji postoji neko srednje strujanje koje je posljedica nejednake raspodjele apsorbirane ukupne radijacije i činjenice da Zemlja rotira i da postoji trenje. Ona bi se – u stanovitom nizu godina – mogla smatrati ravnotežnom cirkulacijom. Budući da na nehomogenoj Zemlji postoji velika mogućnost različitog zagrijavanja i u manjim dimenzijama, stalno se zbiva odstupanje od tog stanja. Tako se dolazi do sekundarne cirkulacije. Budući da je opća cirkulacija atmosfere vrlo zamršen proces, moramo je u uvodu promatrati samo plošno, na površini Zemlje, a tek poslije trodimenzionalno, tj. istodobno horizontalno i vertikalno.

Sekundarnu cirkulaciju uzrokuju strujanja u putujućim ciklonama i anticiklonama, tj. vezana je uz frontalne plohe. Tu se ubrajaju razni poremećaji manjih dimenzija, kao što su tropski cikloni i uopće nepogode, te smjena cirkulacije pod utjecajem diferenciranog zagrijavanja kopna i mora, koja se obuhvaća zajedničkim nazivom monsuni.

Tercijarna (regionalna i lokalna) cirkulacija zahvaća malene prostore, pa se brzo smjenjuje u vremenu. Posljedica je termičkih razlika na manjem prostranstvu. Tako nastaje cirkulacija između mora i kopna, kopna i jezera, planine i doline.

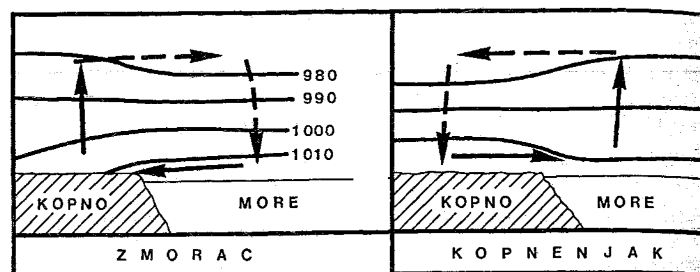
Promatrano samo vremenski, sva bi se spomenuta strujanja mogla podijeliti na stalna i sezonska. Stalna je planetarna cirkulacija, a u sezonsku se cirkulaciju ubrajaju sva ostala strujanja, jer su ona vremenski više ili manje strogo ograničena. Postoji mogućnost istodobne pojave dvaju strujanja (cirkulacija nižeg reda superponira se na cirkulaciju višeg reda) i nije uvijek lako postaviti oštru granicu između spomenutih tipova cirkulacije, osobito kad se ti procesi promatraju genetski. To najviše vrijedi za monsunsku cirkulaciju koja – osobito ljeti na sjevernoj hemisferi – ima tako kolosalne dimenzije da se sve više pojavljuje tendencija njezina uklapanja u planetarnu cirkulaciju. Slično se donekle može reći npr. za buru i fen, koje standardni udžbenici klasificiraju pod lokalne i regionalne vjetrove. Međutim, analiza geneze tih vjetrova pokazuje da su oni nerazdvojno povezani uz ciklone i anticiklone, tj. uz sekundarnu cirkulaciju.

Dakle, atmosferska je cirkulacija tako zamršen proces, isprepleten brojnim suptilnim vezama, da nije uputno, odnosno – čini nam se – nije metodički najispravnije iznositi svu tu materiju prema strogo hijerarhijskom redu, kako je prikazano u gornjoj shemi, bilo da se počne s lokalnom cirkulacijom i da se ide naviše, ili pak obratno, da se postupno ide naniže. Mi ćemo gradivo iznositi onim redom koji se prema našem subjektivnom sudu čini najlogičnijim usprkos činjenici da se nerijetko u iznošenju gradiva moramo služiti nekim pojmovima koje ćemo objasniti kasnije. Ukratko, izbjegavat ćemo krute sheme ako nisu nužne.

1.6.2. LOKALNA I REGIONALNA (TERCIJARNA) CIRKULACIJA

1.6.2.1. DNEVNA CIRKULACIJA UZROKOVANA DIFERENCIRANIM ZAGRIJAVANJEM I HLAĐENJEM KOPNA I MORA. Razlike u zagrijavanju i hlađenju kopna i mora u dnevnom periodu uzrok su lokalnim razlikama tlaka, a to konačno dovodi do dnevne smjene cirkulacije između mora i kopna. Tako nastaje zmorac i kopnenjak (sl. 210.). Uzrok je te cirkulacije isključivo termičke prirode (pa otuda i naziv termičke cirkulacije). Zmorac ili vjetar s mora, nastaje jačim i bržim zagrijavanjem kopna nego mora, tako da su nakon određenog vremena izobare pri tlu nagnute prema kopnu, pa u tom smjeru počne puhati vjetar s mora. Zmorac najčešće počinje puhati između 10 i 11 sati, a do maksimuma se razvije između 13 i 14 sati, kad su temperaturne razlike između vrlo zagrijanoga kopna i slabije zagrijane vode najveće, odnosno kad je udaljenost između izobarnih ploha najveća. Na visini postoji kompenzacijska struja s kopna na more (H. Flohn je zove protuzmorac). S postupnim padom temperature zmorac slabi, pa u kasnim poslijepodnevnim satima prestane puhati, stanovito je vrijeme tišina, a početkom noći (u Sredozemlju 20–21 h) počinje djelovati suprotan proces. More ostaje toplo, jedva nešto malo se ohladi, kopno se dugovalnom radijacijom brzo ohladi, a od njega i zrak iznad njega. Izobarne se plohe nad kopnom zgušnjavaju, a nad morem razrjeđuju. Vjetar počne puhati u smjeru pada izobara, tj. u suprotnom smjeru, s kopna na more: to je kopnenjak. (U Sredozemlju uglavnom puše do 5–6 sati ujutro, kad nastaje tišina.) U kasnom poslijepodnevu zmorac je sve više paralelan s obalom, jer i na njega djeluje trenje i Coriolisova sila. Za zmorac se kaže da »ide za suncem«. Na visini postoji kompenzirajuća struja s mora na kopno (H. Flohn je zove protukopnenjak).

Sl. 210. Postanak zmorca i kopnenjaka (tlak u hPa) (R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)



Dimenzije te cirkulacije ovise o temperaturnim razlikama, odnosno o lokalnim i općim klimatskim uvjetima. Zmorac na obalama većih jezera i na morskim obalama u višim geografskim širinama zahvati samo donjih 200–500 m, a u suptropima i tropima često puše i do 2 000 ili čak i više metara. Kopnenjak je mnogo slabije vertikalno razvijen. U umjerenim geografskim širinama zmorac prodire 15–50 km duboko u kopno, a u tropima uglavnom 50–65 km, pokatkad i do 150 km. Odgovarajuće dimenzije za kopnenjak mnogo su manje. U umjerenim geografskim širinama brzina najčešće iznosi 14–22 km/h. U tropima je brzina mnogo veća. Često (npr. Luderitz Bay u Namibiji) dostiže olujnu snagu (više od 65 km/h), pa se neke lučke operacije moraju prekinuti. Najjači vjetrovi tog tipa nastaju na obalama na dodiru hladnih morskih struja i pustinja (jugozapadna Afrika, npr.). Njihova brzina ovisi i o strujanjima zraka većih dimenzija (pasat, etezija, ljetni monsun), koja ih mogu oslabiti ili ojačati, ili obratno, kopnenjak i zmorac mogu oslabiti ili ojačati glavni vjetar. Kopnenjak i zmorac na obalama s visokim i vrlo razvijenim reljefom (duge i uske doline) mogu se znatno pojačati vjetrovima koji pušu u tim dolinama, a isto imaju izraziti dnevni periodicitet. (Tako je npr., u južnoj Arabiji.) Ili, npr., zmorac znatno slabi eteziju u Ateni, a s druge strane etezija i zmorac imaju isti smjer u Egiptu, Palestini, Libanonu i Siriji, pa je ondje zmorac relativno jak vjetar. Na Indijskom poluotoku zmorac je najrazvijeniji u vrućem predmonsunskom razdoblju kad ljetni monsun još ne puše, ili još nije dostatno jak da poništi lokalnu cirkulaciju. Silnim zagrijavanjem kopna od 5 do 17 h nastaje dnevna razlika u tlaku i do 6 hPa. Zmorac s Arapskog mora je tako jak da čak prelazi preko Zapadnih Gata te se osjeća u Pooni (Puneń). U najtoplijem dijelu tog poluotoka krovovi se grade tako da se omogući ventiliranje svježijim morskim zrakom. Jačina i čestina zmorca i kopnenjaka opada s porastom geografske širine. U Karachiju (Pakistan) ti vjetrovi pušu ljeti redovito svakog dana, na Javi 70–80% dana u cijeloj godini, a na obalama Baltičkog mora samo ljeti, i to u 20% dana.

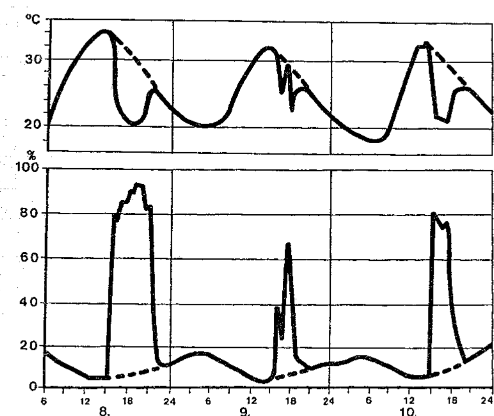
Zmorac ima vrlo veliko klimatsko značenje na obalama tropskih mora, koje su tako mnogo povoljnije za život čovjeka nego krajevi dublje u unutrašnjosti. Uobičajena je pojava da zmorac u tropima u roku od 1/4 do 1/2 sata pošto je počeo puhati snizi temperaturu za 8–11 °C! Zmorac i kopnenjak su vrlo važni na obalama s visokim temperaturama (uz pustinje), a uz koje teku hladne morske struje, jer se tako pojačavaju temperaturni kontrasti. To istodobno znatno utječe ne samo na temperaturu nego i na relativnu vlagu. Ekstreman je primjer utjecaja zmorca u Joalu, a prikazan je na sl. 211. Ekstreman je zato što su u neposrednom dodiru pustinja i hladno more. (Isprekidanim krivuljama nadopunjena je krivulja dnevnoga hoda temperature i relativne vlage kako bi one izgledale da nema zmorca.) Dnevni hod temperature i relativne vlage bio bi »normalan«, ali treba upozoriti na vrlo nisku relativnu vlagu. Utjecaj zmorca je izvanredno jak. On se, međutim, kasno pojavljuje, tek poslije 13 h, jer mora nadvladati sjeveroistočni pasat s kopna. Čim počne puhati zmorac, temperatura naglo pada (8. veljače sa 34 °C na 20 °C), a relativna vlaga – zbog pada temperature, a još više zbog pritjecanja vlažnoga morskog zraka – naglo poraste (8. veljače s otprilike 8% na oko 90%). S prestankom zmorca uspostavlja se »normalni« hod temperature i relativne vlage. Iako postoje razlike između pojedinih dana, u biti se ponavlja nešto slično i u drugim danima.

Sve to ima i praktične posljedice. U tropima na obalama mora gradovi se tako grade da su glavne prometnice i trgovačke ulice paralelne sa smjerom vjetra, a kuće se postavljaju okomito na smjer vjetra koji služi kao vrlo efikasan ventilator. Ako se kopnenjak na obali sukobljuje s općim strujanjem s mora ili s jezera, u obalnom pojasu noću i rano ujutro često nastaju grmljavinske nepogode na jednoj vrsti hladne fronte ili na zoni konvergencije, a poslije podne je sunčano i vedro.

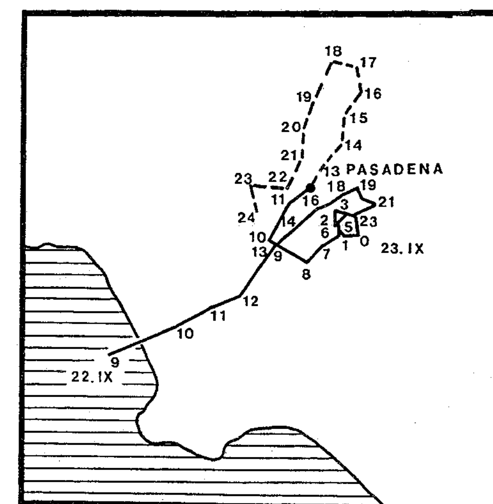
Pokatkad dnevna cirkulacija kopno-more i obratno može biti izuzetno važna ako se podalje od obale (osobito ako uz nju teče hladna morska struja)

nalaze planine. Upravo u takvoj prirodnoj sredini izgrađen je Los Angeles (sl. 212.), i to je zapravo osnova ili uzrok onečišćenja koje je »bič« toga golemoga grada (golemiji je po prostranstvu nego po broju stanovnika). »Proizvodnja« aeropolutanata zacijelo je najviše moguća. Iznad Californije, a time i iznad Los Angelesa, vrlo se često zadržavaju kvazistacionarne suptropske anticiklone s jakom inverzijom spuštanja, prosječno na visini od 400 m. Unutrašnjost je slabo obrasla vegetacijom, a podalje od obale nalazi se Sierra Nevada i njezin produžetak prema jugoistoku. Sve su to optimalni uvjeti za vrlo izrazito diferencirano zagrijavanje i hlađenje koje uzrokuje jaku lokalnu cirkulaciju u dnevnom periodu. Na sl. 212. prikazana je tipična trajektorija jedne čestí zraka koja je u Pasadenu dospjela u podne 23. IX. 1954. Tog je dana ujutro puhao zmorac, koji je oko podneva dospio do Pasadene, a najdublje je prodro u kopno do 19–21 h. Poslije 21 h počeo je puhati kopnenjak, pa se čest zraka počela vraćati prema moru (ali nije dospjela do obale), sve do 8–10 h sljedećeg dana, 24. IX., kad je zahvaća »novi« zmorac i ponovno je prenosi u unutrašnjost da bi se od 18 h opet počela vraćati pod utjecajem kopnenjaka. I tako se jednom onečišćeni zrak dugo zadržava nad područjem Los Angelesa, pa zmorac ili kopnenjak ne donese nikakvo osvježenje, odnosno ne ventiliraju atmosferu toga golemoga grada.

Shematska cirkulacija na sl. 210. može u određenim uvjetima imati velike dimenzije, ali tada sav prikazani mehanizam nije uvijek tako jednostavan. Za takvo razmatranje najbolje je uzeti neki otok, npr. Britaniju (sl. 213.). Budući da je takva cirkulacija posljedica diferenciranog zagrijavanja kopna i



Sl. 211. Utjecaj zmorca i kopnenjaka na dnevni hod temperature (gore) i relativne vlage (dolje) u Joalu na obali Senegala 8.–10. II. 1893. (G. Bigourdan; izvor: R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)

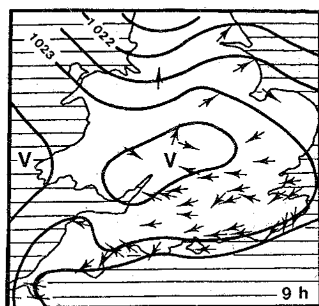


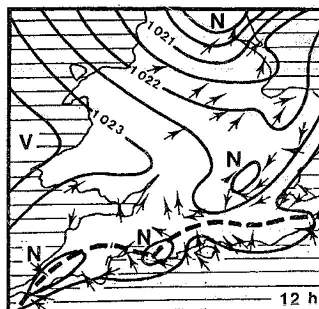
Sl. 212. Trajektorija jedne čestí zraka (22. i 23. IX. 1954.) koja je dospjela do Pasadene i prouzročila jaku onečišćenost zraka u Los Angelesu, SAD (M. Neiburger, 1970.)

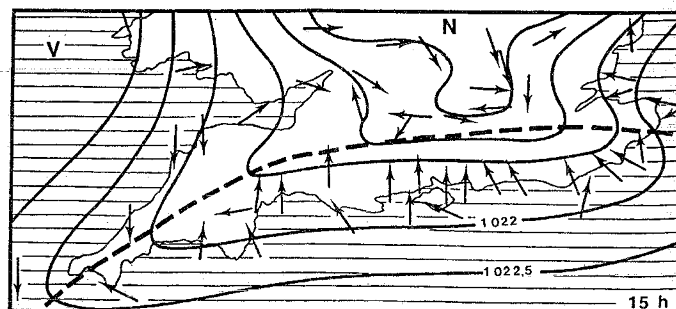
mora, očito je da će promjene tlaka biti relativno malene, jer je riječ o umjerenim geografskim širinama, tj. za takve analize potrebno je ucrtati izobare s razlikom od samo 0,5 hPa. U 9 h još se jasno osjeća utjecaj noćnog ohlađivanja kopna, dok je susjedno more ostalo gotovo jednako toplo kao i prethodnog dana. Tako je nad kopnom nastala stanica povišenog tlaka, zapravo kao dio većeg područja visokog tlaka na zapadu od nje (a dinamičkog je postanka). Jačim zagrijavanjem kopna danju temperatura je porasla do 15 °C, pa nad unutrašnjom Engleskom u 12 h već postoji sasvim razvijen termički minimum, koji će se najviše razviti do 15 h. Cjelokupna unutrašnjost Engleske ima niži tlak nego susjedna mora. Temperaturne razlike te brzina i smjer vjetrova tako su različiti da već u 10:30 nastaje fronta zmorca ili zona konvergencije zmorca s razbacanim kumulusima, jer se vlažniji morski zrak izdiže nad frontalnu plohu. Fronta zmorca meandrira, a mjestimično može iščeznuti. Fronta zmorca postupno prodire u unutrašnjost kopna, a za njom prodire na kopno zmorac s pretežno južnom komponentom. Prelaskom fronte zmorca, odnosno dolaskom zmorca, na svim je postajama utvrđen nagli porast relativne vlage, promijenio se smjer vjetra, a temperatura je nešto pala.

Da zmorac i kopnenjak nisu uvijek »beznačajni« lokalni vjetrovi, pokazat ćemo na jednom primjeru koji je dobro proučen u novije doba; to su Crveno more i Adenski zaljev. Zmorac i kopnenjak osobito su bitni u krajevima gdje postoji mogućnost njihove

kombinacije s cirkulacijom višeg reda. Tako je upravo u spomenutom dijelu svijeta. Prizemna cirkulacija bitno ovisi o makroreljefnoj strukturi tog dijela svijeta, koji je po svom postanku tektonska depresija obrubljena visokim reljefom Somalije, Etiopskog visočja i Arabije. Tako dolazi do izrazitog »kanaliziranja« prizemnog strujanja koje je osobito izrazito pri usmjeravanju dnevne cirkulacije. Zmorac prodire duboko u kopno, te se u području na naglom prijelazu u visoki reljef stvara zona konvergencije na kojoj u kasnim poslijepodnevnim satima u toplom dijelu godine nastaju lokalni grmljavinski pljuskovi, doduše ne jako intenzivni, ali su dragocjeni za taj inače aridan prostor. Zimi pak nastaju uvjeti za postanak noćnih i jutarnjih konvekcijskih kiša nad morem. U južnom dijelu Crvenog mora postoji jedinstvena kombinacija zimskih padalina u depresiji Crvenog mora (otoci Kamaran), odnosno na samoj njegovoj obali (Massaua; sl. 214.); ljetne padaline na visočjima koja se nalaze uz Crveno more (Asmara), te kiše tijekom cijele godine u duboko diseciranim dolinama zapadno od Crvenog mora (Ghinda, Faghena). Takvi godišnji hodovi kiše posljedica su kombiniranog utjecaja regionalne konvergencije pod kanalizirajućim utjecajem depresije Crvenog mora, lokalne dnevne cirkulacije zraka i raznih sinoptičkih situacija.







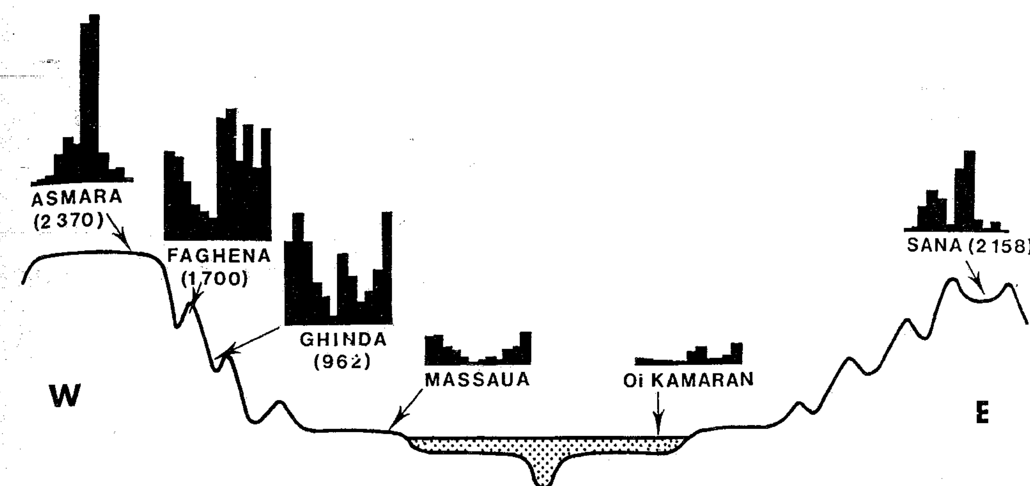
Sl. 213. Raspodjela tlaka zraka i lokalna strujanja u Engleskoj i Velsu 30. V. 1962. god.; isprekidana krivulja je fronta zmorca (C. E. Wallington, 1965.)

Bitno je pružanje depresije Crvenog mora. U njegovu sjevernom dijelu cijele godine prevladavaju vjetrovi iz sjevernoga kvadranta, koji pod utjecajem makroreljefa poprimaju smjer između sjevernjaka i sjeverozapadnjaka. U južnom dijelu Crvenog mora od rujna do svibnja pušu južni i jugoistočni vjetrovi, koje ljeti potiskuje vjetar sa NNW. Tako se između 12–17° N pojavljuju samo »tragovi« ljetnih tropskih kiša, koje su mnogo jače na visokom planinskom rubu (Asmara). Na padinama planinskih rubova u zoni 14–21° (ili 22°) N padaju nešto jače zimske kiše. Postoje dakle (sl. 214.): a) tropske ljetne kiše u višim dijelovima Eritreje i Etiopije i na istočnim padinama tih visočja te na visočju Jemena, b) mediteranske proljetne kiše u sjeveroistočnoj Etiopiji, na visoravnima na sjeveru Somalijskog poluotoka te u Jemenu i Asiru i c) zimske kiše na jugu Crvenog mora i na strmim planinskim padinama prema moru.

Tropske ljetne kiše (a) u genetskoj su vezi s godišnjim pomicanjem ekvatorske fronte ili intertropske konvergencije na sjever, do 17–18° N u srpnju i kolovozu (to je prosjek, a zapravo se kreće između 15° i 22°). Konvergencijom ekvatorskoga zapadnog vjetra i sjeveroistočnog pasata nastaju uvjeti za postanak kiše. Relativno slabe konvekcijske kiše ograničene su na ekvatorsku stranu intertropske fronte na pojas širok 500–700 km.

Proljetne kiše (b) koje padaju od ožujka do svibnja uzrokuju povremeni prodori ciklona s polarne fronte koje »privlači« vrlo razvijeni sudanski minimum, važna barička tvorevina nad sjevernom Afrikom u tom dijelu godine.

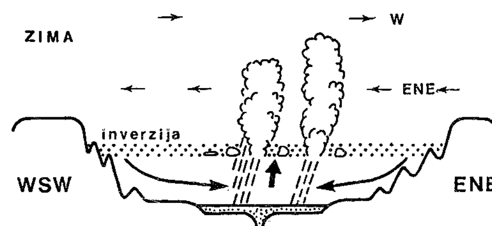
Sada slijedi ono najvažnije; malo detaljnije ćemo razmotriti utjecaj zmorca i kopnenjaka na padaline. Zimske kiše (c) u južnom dijelu Crvenog mora u vezi su s dnevnom pravilnom smjenom vjetrova između Crvenog mora i rubnog visočja. (Postoji izrazita inverzija temperature ispod koje ima kiše, a iznad nje je nema.) Na obalnim postajama (Massaua) i na otocima (Kamaran) u zimskim noćima i ranim jutrima hladniji kopnenjak spušta se na toplije more,



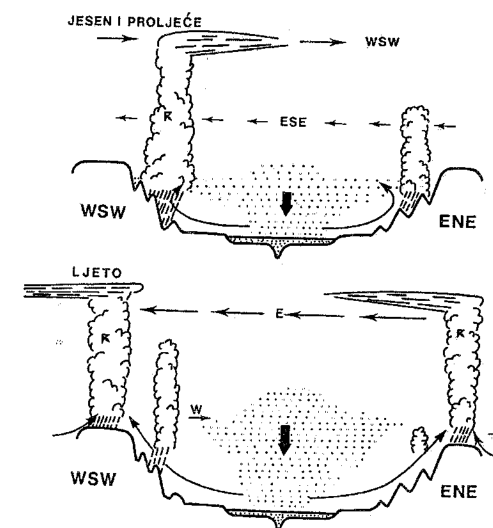
Sl. 214. Godišnji hod padalina na obalama Crvenog mora na oko 15° N (H. Flohn, 1965.)

zrak upija vlagu, labilizira se i tako nastaju uvjeti za razvoj konvekcijske naoblake, odnosno za postanak kiše (sl. 215.). To je uzrok pojave zimskog maksimuma u godišnjem hodu padaline u južnom dijelu Crvenog mora, na obalnim postajama i na otocima. Zimska kiša može nastati i drugim procesima većih dimenzija, ali nas to u ovom momentu ne interesira.

U jeseni, u proljeće i ljeti (sl. 216.) kišu donosi zmorac, ali opet treba upozoriti da je riječ o velikim dimenzijama, pa su važni i drugi sistemi cirkulacije isto kao i (pasivni) orografski efekt. Zato nije moguće izolirati samo utjecaj zmorca. U toplijem dijelu godine u promatranom prostoru mogu se izdvojiti tri tipa cirkulacije: a) NNW strujanje pod kanalizirajućim utjecajem depresije Crvenog mora, b) južno od intertropske fronte je oko 3 km debeo sloj vlažnog zraka u kojemu puše ekvatorski zapadni vjetar (W-SW), a iznad njega puše suhi istočni vjetar (pasat) i c) pojačana dnevna periodična cirkulacija s labilnom ravnotežom u zraku južno od intertropske fronte. U vezi s tim treba posebno istaknuti da je važna jaka evaporacija (označeno točkicama na sl. 216.). Budući da je diferencirano zagrijavanje kopna i mora mnogo izrazitije ljeti nego zimi, zmorac je najjači (tj. najvažniji) u toplom dijelu godine. U proljeće (sl. 216.) intertropska fronta još nije dospjela do tih geografskih širina, a u jesen ih je već napustila povlačeći se na jug. To su krajevi koji su i u proljeće i u jesen vedri, a kako su to niske geografske širine, oni su i tada mnogo topliji od Crvenog



Sl. 215. Shema postanka noćnih i ranih jutarnjih zimskih konvekcijskih kiša u južnom dijelu Crvenog mora između Eritreje i Jemena na oko 15° N (H. Flohn, 1965.)

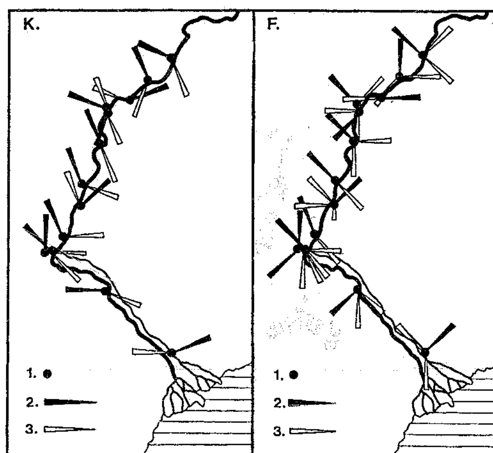


Sl. 216. Shema postanka jesenskih i proljetnih te ljetnih podnevnih kiša u širem obalnom pojasu južnog dijela Crvenog mora između Eritreje i Jemena na oko 15° N (H. Flohn, 1965.)

mora. Tako se i u proljetnim i u jesenskim danima razvija jak zmorac koji sa sobom donosi vodenu paru s Crvenog mora. Na svom putu u unutrašnjost nailazi na visoke reljefne barijere na kojima nastaju orografsko-konvekcijske nepogode s kišom u poslijepodnevnim satima. Ali, zmorac nije toliko jak da bi mogao savladati čitavu planinsku barijeru, pa kiše padaju samo na planinskim padinama (Ghinda, Faghena).

U ljetnim mjesecima (sl. 216.) kad zmorac ojača (jer su temperaturni kontrasti dospjeli do krajnje granice), u stanju je nadvladati visoke planinske barijere i donijeti vlagu i najvišim planinama i zaravnima (Asmara, Sana), gdje u tom labilnom zraku nastaju kumulusi i kumulonimbusi. Intertropska fronta zahvati te krajeve, pa se od sredine lipnja do kolovoza nalazi u prosjeku na 17,5° N, tj. ITF pruža se od južnog Sudana preko južnog dijela Crvenog mora i južne Arabije do prolaza Hormuz i dalje na istok. Južno od nje struji labilan, vlažan zrak (ekvatorski zapadni vjetar), u kojemu nastaju grmljavinske nepogode (Sana, Asmara), pa nipošto nije lako odvojiti taj utjecaj od utjecaja zmorca. U svakom slučaju zmorac pridonosi povećanju količine kiše u promatranom dijelu svijeta.

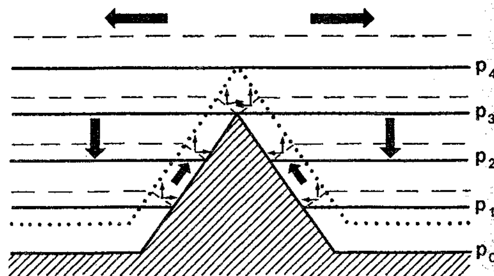
Diferencirano zagrijavanje kopna i vode uzrok je dnevne periodične smjene vjetra na obalama svih većih rijeka, ali je taj fenomen slabo istražen. Na sl. 217. prikazani su rezultati istraživanja dnevne cirkulacije zraka na obalama Volge (13 postaja; crnim trokutima prikazan je smjer noćnog vjetra koji se održao do 7 h, a bijelim trokutima dnevna cirkulacija u 13 h). Dnevna periodičnost vjetra uvjetovana diferenciranim zagrijavanjem Volge i susjednoga kopna moguća je samo u specijalnim sinoptičkim situacijama. To su pretežno anticiklonske situacije s bezgradijentnim poljem ili s vrlo malenim horizontalnim baričkim gradijentom. U većem dijelu Volge, osobito u njezinu donjem toku gdje je ona široka, postoji dnevna smjena lokalnog vjetra. Danju on puše s rijeke na obalu, a noću obratno, vjetar puše s kopna prema rijeci. Prosječna brzina tih periodičnih vjetrova iznosi 3–5 ms^{-1}, a prodiru na kopno oko 10 km, dok na samoj rijeci jedva dospiju do druge obale Volge. Dnevni je vjetar češći i jači od noćnog vjetra. Izgradnjom velikih vodenih akumulacija sigurno se pojačala opisana dnevna periodičnost vjetrova u nekim dijelovima te rijeke.



Sl. 217. Dnevna cirkulacija zraka na obalama Volge u toplom dijelu godine; K., rezultati dobiveni metodom Kellermana i F., metodom V. M. Fridlanda. Srednjaci za razdoblje 1937.–1946. god. 1. Postaje, 2. smjer noćnog vjetra, 3. smjer dnevnog vjetra (E. V. Išerskaja i V. V. Ušakova, 1957.)

1.6.2.2. DNEVNA CIRKULACIJA UVJETOVANA RELJEFOM. Još jedna lokalna cirkulacija ovisi o diferenciranom zagrijavanju podloge; to je dnevna cirkulacija u planinskim krajevima, koja se temelji na diferenciranom zagrijavanju i hlađenju planinskih i brdskih padina, dolina i ravnica u podnožju planina. Pritom treba lučiti zapravo dvije cirkulacije: a) cirkulaciju na padinama i b) cirkulaciju u dolini. Budući da ta lokalna dnevna cirkulacija počinje s padinskom cirkulacijom, najprije ćemo razmotriti shemu postanka padinskih vjetrova.

Na sl. 218. prikazan je mehanizam postanka dnevne cirkulacije u najjednostavnijem obliku, na izoliranoj planini. Planinske se padine danju (tj. kad je sunce iznad horizonta) različito zagrijavaju; to je prije svega posljedica različite ekspozicije, jer ujutro zrake padaju gotovo okomito na jednu padinu, a druga je prilično dugo u sjeni i prima samo difuznu radijaciju. Poslije podne je obratno. Istočna padina može biti u sjeni dok je zapadna još obasjana suncem. Za potpuno razumijevanje dnevnoga hoda zagrijavanja izolirane planine treba podsjetiti i na činjenicu da istodobno postoji različito zagrijavanje južne i sjeverne padine. Tome treba dodati i činjenicu da će se zrak u podnožju više zagrijati direktnom apsorpcijom insolacije nego viši, odnosno rjeđi slojevi zraka. Taj faktor ni izdaleka nije važan kao posredno zagrijavanje zraka od same podloge. (To smo vidjeli već prije spominjući da dnevna amplituda temperature zraka opada s porastom nadmorske visine.) Zato možemo uzeti da je jako zagrijavanje zraka ograničeno samo na relativno tanak sloj zraka uz podlogu (ispod točkaste crte na sl. 218.). Prije početka zagrijavanja podloge, pretpostavljajući da nema vjetra, izobarne plohe (p_1, p_2,...) su paralelne i sijeku planinu. Čim počne zagrijavanje prizemnog sloja zraka (između podloge i točkaste crte), nastupa promjena tlaka, pa se izobarne plohe izdižu na višu razinu. U sloju toplijeg zraka tlak zraka opada prema brijegu (horizontalni vektor). Istodobno s postojanjem uzgona (vertikalni vektor), po paralelogramu sila, nastaje sila paralelna s padinom usmjerena prema gore. Tako nastaje vjetar uz padinu, koji je, prirodno, najjači na padini okrenutoj prema suncu.

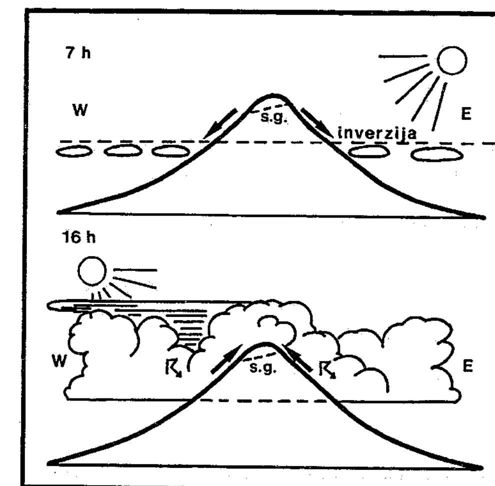


Sl. 218. Shema postanka padinske cirkulacije danju (R. Scherhag, 1960.)

Noću je dijametralno suprotno; najjače se ohladi prizemni sloj zraka, pa je konačna posljedica vjetar niz padinu.

Na sl. 219. prikazane su posljedice dnevnoga hoda zagrijavanja i hlađenja različito eksponiranih planinskih padina u realnim prirodnim uvjetima, a najbolji je razvoj moguć u tropima. Tako dnevni hod insolacije na osamljenim tropskim planinama uvjetuje poseban dnevni hod naoblake, a time i dnevni hod temperature i, konačno, i specifičnu dnevnu cirkulaciju zraka. Ujutro otprilike do 10 h po lokalnom vremenu nebo je pretežno vedro s razbacanim gomilastim oblacima ispod inverzijskog sloja. Vjetar se spušta niz padine u podnožje planine. Danju se padine jako zagriju, mnogo jače od susjedne atmosfere na istoj visini, pa se do poslijepodnevnih sati razvije vrlo jako uzlazno strujanje uz padine. Ono je tako intenzivno da nastaje zapravo konvekcijsko strujanje s istim posljedicama koje uzrokuje konvekcija u slobodnoj atmosferi, ili je pak riječ o već upoznatom orografskom efektu. Oko planinskog vrha nastaju kumulusi s jakim pljuskovima. Njih najčešće prati grmljavina.

Podrobnija su istraživanja pokazala da je cijeli tijek zagrijavanja još kompliciraniji. U prijepodnevnim satima, kad sunce počne jako grijati, kratkovalna je radijacija mnogo jača na istočnim nego na zapadnim padinama. S razvojem naoblake, zapadne padine poslije podne primaju manje insolacije (uglavnom difuzna radijacija) nego istočne padine ujutro. Ta razlika ostaje usprkos pojačanju protuzračenja atmosfere i oblaka poslije podne na zapadnim padinama. Zato je snježna granica niža na zapadnim nego na istočnim padinama, a i vegetacija na zapadnim padinama upućuje na humidniju klimu nego na istočnim.



Sl. 219. Djelovanje insolacije i hlađenja na dnevnu cirkulaciju na izoliranoj planini u tropima; s. g., snježna granica (C. Troll, 1952.)

Ako se pri vrhu planine nalaze ledenjak i snježna polja, onda se opisana dnevna cirkulacija bitno mijenja. Budući da je albedo leda i snijega velik, dnevna insolacija ima malo efekta. Zrak iznad ledenjaka je hladan i danju, a ne samo noću. Nad njim nastaje permanentna inverzija, jer se turbulentnom izmjenom toplina prenosi iz zraka na led, a drugi se dio topline troši na kopnjenje snijega i leda onda kad je toplije, odnosno na njihovu evaporaciju kad je hladnije. Tako hladan zrak koji nastaje nad ledenjakom pod utjecajem gravitacije stalno struji niz padine prema podnožju. Budući da je ta cirkulacija stalna, ona bitno utječe na lokalnu klimu usprkos činjenici da je to tanak sloj zraka.

Ono što je rečeno za dnevnu cirkulaciju na osamljenim planinama, osobito ako su viši dijelovi prekriveni ledom i snijegom, u biti vrijedi i za mnogo veće ledene pokrove. Tako u uskom primorskom pojasu Antarktičkog i Grenlandskog ledenog pokrova često pušu jaki i hladni vjetrovi. Oni su termičkog postanka, jer su nastali u zraku veoma ohlađenom dugovalnom radijacijom podloge i prizemnog sloja zraka, pa mu se tako znatno povećava gustoća. Taj se hladni zrak ruši niz ledeni pokrov prema moru često brzinom > 180 km/h.

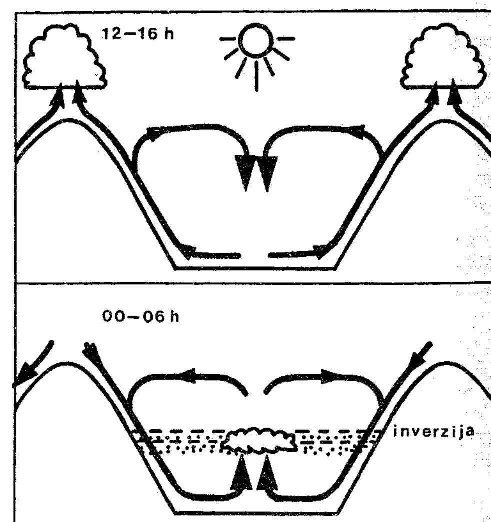
Vjetrovi sličnog podrijetla nastaju u onim konkavnim reljefnim oblicima većih dimenzija gdje je moguće nagomilavanje hladnog zraka koji se noću dugovalnom radijacijom još više ohladi. U stanovi-

tim sinoptičkim uvjetima taj se zrak pokrene iz ravnotežnog stanja, »prelije« se preko planinske barijere velikom snagom, a najveća se brzina postiže u uskim planinskim prolazima (prijevojima), gdje se takvo strujanje kanalizira. Tipičan je predstavnik takvih vjetrova bura, koja je česta na Jadranskom moru, ali po postanku sličan vjetar puše i na nekim drugim obalama (npr. Crno more). Brzina bure naglo opada na pučini. Svi vjetrovi takve vrste zovu se *katabatički*[112] vjetrovi (ili slapoviti vjetrovi).

Međutim, u posljednjim primjerima (katabatički vjetrovi koji se ruše s ledenih pokrova, bura i slični vjetrovi) riječ je o mnogo većim dimenzijama nego što su dimenzije samo jedne izolirane planine, pa makar ona bila i visoka. U takvim su slučajevima nužno izraženi i drugi faktori, a ne samo diferencirano hlađenje prizemnih slojeva zraka. To se vidi iz činjenice što takvi vjetrovi mogu trajati i više dana, a da im se brzina bitno ne smanji. Svakako riječ je o kombinaciji diferenciranoga hlađenja prizemnog zraka i sinoptičke situacije u većem području. Raspodjela tlaka u većem području pokrene ohlađeni zrak koji se onda ruši s dodatnom snagom. (Da je doista tako, treba se prisjetiti da na Antarktičkom ledenom pokrovu može postojati vrlo hladan sloj zraka na velikom prostranstvu, a da ipak ne puše katabatički vjetar. Isto tako – vidjet ćemo detaljnije kasnije – za postanak bure bitna je sinoptička situacija na velikom prostoru i nikako se njezin postanak ne može svesti samo na prelijevanje hladnog zraka preko Dinarida, iako se nikako ne negira važnost i te komponente.) Treba reći da definicije tih pojmova nisu dovoljno precizne. H. Schamp (1964.) naziva sve vjetrove koji silaze niz padinu katabatičkim vjetrovima, a vjetar koji puše uz padinu naziva anabatičkim[113] vjetrom. R. E. Ruschke (1959.) smatra da je katabatički svaki vjetar koji se spušta niz padinu, a *gravitacijski vjetar* je onaj koji puše niz blagu padinu zbog veće gustoće zraka na padini nego na horizontalnoj razini na određenoj daljini u atmosferi. R. G. Barry i R. J. Chorley (1968.) anabatičkim vjetrom nazivaju vjetar koji puše uz dolinu (iz doline prema planini), a katabatičkim vjetar koji puše niz dolinu (s planine u dolinu). Za jednu vrstu strujanja na Antarktičkom ledenom pokrovu predložen je termin *inverzijski vjetar*; on nastaje u unutrašnjosti toga kontinenta i puše prema njegovoj periferiji.

Visoke, izolirane planine relativno su rijetke. Mnogo su češći planinski sistemi sastavljeni od niza posebnih planina, između kojih se često nalaze duboke doline ili zatvorene depresije. Tako se u jednom planinskom sistemu lokalna cirkulacija silno komplicira. Na sl. 220. prikazana je shema postanka *vjetra uz padinu* (danju) i *vjetra niz padinu* (noću). U tom primjeru treba dodati novu komponentu; to su kompenzirajuće struje iznad doline, koje imaju suprotan smjer na padinama i u dolini. Tako se u presjeku u manjem prostoru smjenjuju divergentna i konvergentna strujanja. Danju je u dolini strujanje divergentno, a na susjednim vrhovima ili hrptovima konvergentno, a u povoljnim reljefnim i meteorološkim uvjetima na višim rubnim oblicima nastaju konvekcijski oblaci. Zagrijavanjem uzlaznog zraka na padinama i dinamičkim zagrijavanjem onog dijela tog zraka koji se spušta u dolinu, zrak se u cijeloj dolini ugrije na višu temperaturu nego zrak na istoj visini izvan doline. Sasvim je suprotno noću. Zrak se na dnu doline brzo rashladi dugovalnom radijacijom, a djelomično i spuštanjem hladnog zraka niz padine. Da je hlađenje dugovalnom radijacijom efikasniji proces, vidi se po redovitom razvoju sloja s inverzijom temperature u kojemu često nastaje magla ili stratus. U planinskim depresijama inverzija temperature noću normalno je stanje atmosfere i ljeti, a ne samo zimi.

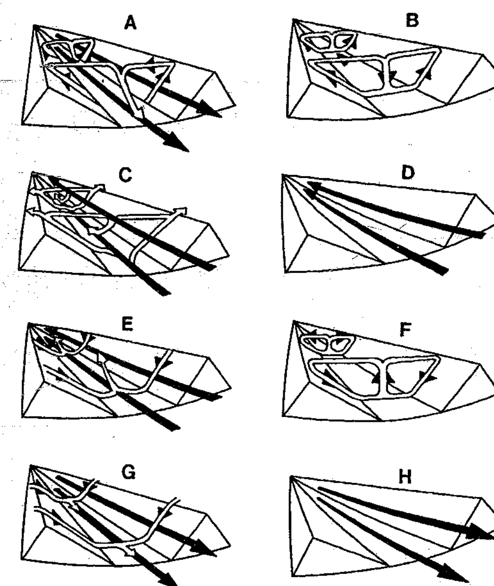
Tako je kad se dnevna cirkulacija u planinama promatra plošno, u jednom profilu. U stvarnosti postoji mnogo takvih ploha. Dnevna je cirkulacija trodimenzionalna, onakva kako je prikazano na sl. 221. Padinska je cirkulacija početna faza koja konačno potakne dnevnu cirkulaciju u cijeloj planinskoj dolini. Neposredno poslije izlaza sunca (A) počinju se



Sl. 220. Shema postanka cirkulacije zraka na padinama danju i noću. Oblaci se pojavljuju samo ako je dolina dovoljno široka (H. Flohn, 1969.)

[112] grč. *katabainein* – silaziti

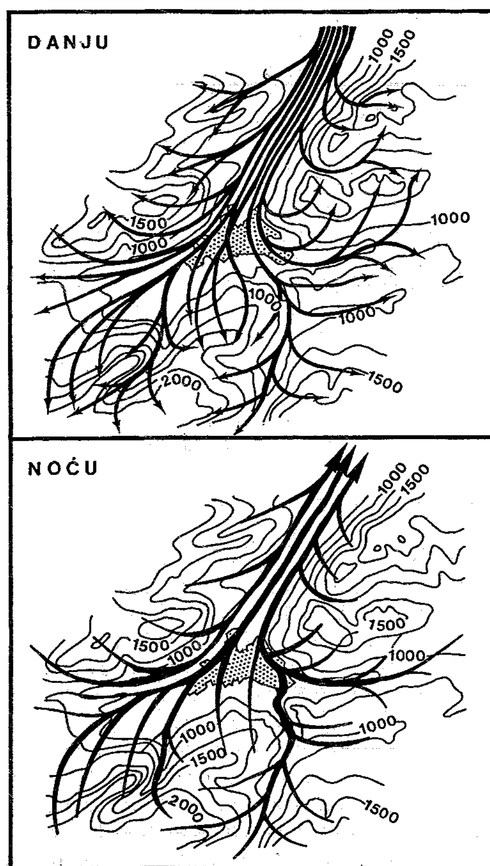
[113] grč. *anabainein* – izdizati



Sl. 221. Shema postanka padinske te dolinske i planinske cirkulacije (F. Defant, 1949.)

stvarati uvjeti za postanak vjetra uz padinu (bijele strelice), ali pri dnu doline još puše vjetar iz planine u dolinu, jer je zrak u planinskoj dolini hladniji nego u ravnici podno planine (ravnica se počela zagrijavati prije negoli dolina koja se još neko vrijeme nalazi u sjeni). S porastom temperature (B) prestaje puhati vjetar niz dolinu, a neko vrijeme postoji samo padinska cirkulacija, vjetar uz padine i spuštanje zraka u dolinu kao kompenzacijska struja. Oko podneva (C) vjetar se uz padinu maksimalno razvija, a njegova komponenta koja se spušta skreće u dolini prema planini. Tako nastaje vjetar iz ravnice kroz dolinu prema planini (*dolinski vjetar*). U kasno poslijepodne (D) nestaje padinska cirkulacija, ali dolinski vjetar puše još neko vrijeme. Nastupa večer i noć, a s njima i suprotna cirkulacija. Padine se naglo ohlade (E) pa se niz njih spušta hladniji zrak u dolinu i on još neko vrijeme podržava dolinski vjetar. S daljnjim hlađenjem prestaje dolinski vjetar, a neko vrijeme postoji samo vjetar niz padine (F). Dolina se ispunja hladnim zrakom s padina i s planine, pa u fazi G posve prevlada vjetar s planine u dolinu i niz dolinu u ravnicu. U jutarnjim satima (H) hladni zrak ispunja veći dio doline i struji prema ravnici. S izlaskom sunca cijeli se proces ponavlja (ako ostanu isti sinoptički uvjeti) kao u prethodnom danu. Danju puše vjetar iz doline prema planini; to je *dolinski vjetar ili danik*, a noću puše vjetar s planine u dolinu; to je *planinski vjetar ili noćnik*. U određenim reljefnim i sinoptičkim uvjetima ta je cirkulacija vrlo važna za klimu jer zna zahvatiti čitavo planinsko područje i susjedne nizine (Stjenjak, Ande, Etiopsko visočje i osobito Tibet). Latentna toplina koja se oslobađa kondenzacijom vodene pare pod utjecajem dolinskog vjetra pridonosi povišenju energetske razine atmosfere na većim visinama. Međutim, teško je postaviti granicu gdje počinje djelovati cirkulacija višeg reda.

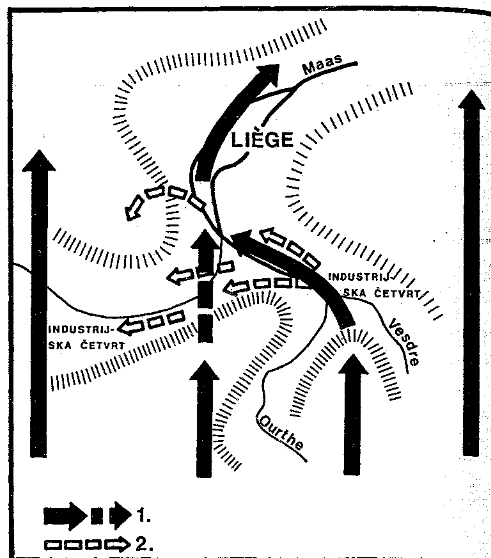
Lokalno strujanje zraka u planinama potrebno je poznavati osobito u mjestima s razvijenim turizmom i u lječilištima. Garmisch-Partenkirchen (sl. 222.) poznato je športsko, turističko i lječilišno središte u Njemačkoj. Dominantan je reljefni oblik duboko usječena dolina rijeke Loisach, koja bitno utječe na smjer i brzinu lokalnih vjetrova, koje treba dobro poznavati jer se u suvremenim uvjetima često pojavljuje onečišćenost zraka. Na slici se može uočiti izvanredna pravilnost lokalne cirkulacije u toj planinskoj dolini. Veći dio godine postoje dva dominantna vjetra: a) SSW – planinski vjetar koji se noću ruši u dolinu i b) NNE – dolinski vjetar koji danju puše iz doline Loisacha i njegovih pritoka prema brdima. Interesantno je da se opaža u biti slična pravilnost kao kod zmorca i kopnenjaka; postoji velika razlika i u snazi između dolinskog i planinskog vjetra. Dolinski vjetar, koji puše iz doline prema najvišim dijelovima planinskih dolina, cijele je godine tj. u svim mjesecima, mnogo jači od planinskog vjetra. Budući da je trajanje dana i noći različito u tijeku godine, odnosno intenzitet zagrijavanja i hlađenja doline i planinskih padina bitno varira, mijenja se i trajanje puhanja planinskog i dolinskog vjetra. Osim u siječnju, u svim je mjesecima dolinski vjetar jači od planinskoga, ali se trajanje puhanja dolinskog vjetra znatno skraćuje u zimskim, a produžuje u ljetnim mjesecima. Planinski je vjetar znatno jači u zimskim nego u ljetnim mjesecima. Kod dolinskog je vjetra odnos kompliciraniji. Taj je vjetar jači od veljače do listopada, a slabiji od studenoga do siječnja. Smjena planinskog i dolinskog vjetra vrlo je nagla. Kada se uspoređuju smjer i brzina vjetra s drugim meteorološkim elementima, može se zaključiti da su trajanje i snaga dolinskog vjetra genetski tijesno povezani s trajanjem sijanja sunca u Garmisch-Partenkirchenu, odnosno da ovise o insolaciji dna doline i padina, a pritom je bitna orijentacija dolina. Dolina se dobro ventilira baš u dijelu dana kad se emitira najviše aeropolutanata. Danju je dolinsko strujanje vrlo »stiješnjeno« u sjevernom dijelu doline Loisacha, pa je tu vjetar najjači. U području Garmisch-Partenkirchena dolina Loisacha se grana, pa se pojavljuje divergencija strujanja, a uz to i sve jače izdizanje, pa brzina vjetra naglo opada.



Sl. 222. Smjer strujanja dolinskog i planinskog vjetra u području Garmisch-Partenkirchena, Njemačka (R. Reiter, 1966.)

Noćno je strujanje slabije, odnosno zahvaća tanji sloj zraka od dnevnog strujanja. Ono je posebno važno zimi jer smanjuje mogućnost postanka inverzije, a time i zagađivanja atmosfere, a ljeti rashlađuje atmosferu. Za noćni, planinski vjetar važno je da hladan zrak često nahrupi u dolinu u kratkim, ali intenzivnim naletima poput lavine (»Kaltluftlawinen«).

Lokalna atmosferska cirkulacija u riječnim dolinama, odnosno na brdskim padinama najviše je izražena u tihim, vedrim noćima, a posebno je važna onda ako se u riječnoj dolini nalazi kakav industrijski grad. Tada difuzija polutanata bitno ovisi o smjeru puhanja lokalnog povjetarca, čiji se utjecaj kombinira s djelovanjem inverzije temperature. Na sl. 223. prikazan je upravo klasičan primjer lokalne cirkulacije u jednoj riječnoj dolini, a ona nastaje u anticiklonskim situacijama, kad se padinski zrak spušta u doline rijeka Ourthe i Maas. Izuzetno jako



Sl. 223. Shema lokalne cirkulacije u tihim, vedrim noćima u regiji grada Liègea u Belgiji: 1. regionalni vjetar, 2. lokalni vjetar (A. Hufty, 1970.)

onečišćenje nastaje kombinacijom više faktora. Osim anticiklonske raspodjele tlaka u širem području postoji slabo regionalno strujanje s juga, tj. s Ardenna se spušta relativno hladan zrak u dolinu Maasa. Ta regionalna zračna struja kanalizira se u dolinu rijeke Ourthe, tj. skreće na sjeverozapad, gdje joj se smjer podudara s dolinskim povjetarcem koji također struji dolinom rijeke Ourthe prema Maasu. Tako južno od Liègea nastaje sutok zračnih struja koje raznose polutante po cijeloj dolini rijeke Maas. Stanovitu važnost ima i toplinski otok u gradu Liègeu, koji je najintenzivnije razvijen upravo u spomenutim sinoptičkim situacijama. Iz toga slijedi zaključak da je pri određivanju lokacije metalurških postrojenja, termoelektrana i drugih industrijskih pogona koji emitiraju mnogo polutanata bitno poznavanje lokalne cirkulacije zraka u riječnim dolinama u kojima se nalaze takvi industrijski gradovi (Liège, Zenica itd.).

Na Grenlandu su dobro razvijeni tzv. *fjordovski vjetrovi*. Zbog diferenciranog zagrijavanja, vanjski dijelovi fjordova i obale bliže moru ljeti su hladniji od unutarnjega kraja fjordova i nezaleđenog dijela kopna dalje od obale. Ta se razlika osobito jako osjeća u ljetnim poslijepodnevnim satima. Suprotno je zimi i noću kad je unutrašnjost hladnija od obale i vanjskih dijelova fjordova. Tako ljeti između 13 i 14 h s obale duž fjordova puše u unutrašnjost hladan

vjetar s mora (»zmorac«) koji znatno snizuje temperaturu. Između 18 i 19 h on nestaje. Njegov se utjecaj naglo gubi s udaljavanjem od fjordova. Još ga iskorištavaju ribari s jedrilicama kad idu u poslijepodnevni ribolov u fjordove. Ako postoji gradijent tlaka koji je usmjeren od obale prema ledenom pokrovu, onda »zmorac« može biti i vrlo jak vjetar. Ujutro, osobito poslije vedrih noći, puše »kopnenjak«, vjetar prema izlazu fjorda. On je mnogo slabiji od »zmorca«.

1.6.3. SEKUNDARNA CIRKULACIJA

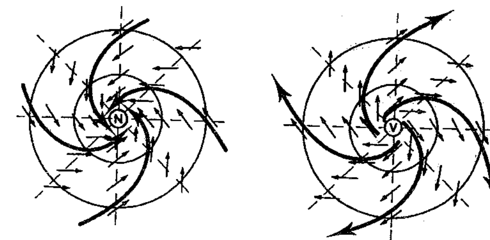
1.6.3.1. SEKUNDARNA CIRKULACIJA I PADALINE. Za postanak padalina nije dovoljna sama činjenica da vlažan zrak puše s mora na kopno. Da bi nastale padaline u većoj količini i u većem prostoru te da bi one imale klimatsko značenje, potrebno je izdizanje i adijabatičko hlađenje golemih masa zraka. Iako reljef uvijek utječe na kondenzaciju, u svjetskim je razmjerima (sjetimo se da najveći dio Zemlje čini more) najvažniji proces kondenzacije, koja nastaje u ciklonama i sličnim baričkim tvorevinama (poremećaji). Poremećaji u atmosferi bitno utječu i na promjenu temperature, naoblake i horizontalno prenošenje topline. Za poremećaje u atmosferi vrijedi opće pravilo da ih većina nastaje na plohama diskontinuiteta, tj. na frontama, a u stanovitim uvjetima mogu nastati i u zračnoj masi bez direktne veze s frontalnim plohama. Granicu između jednih i drugih poremećaja nije uvijek lako odrediti.

1.6.3.2. DIVERGENCIJA I KONVERGENCIJA. Skup meteoroloških procesa koji zajednički sudjeluju u postanku fronti nazivamo frontogenetskim procesima. Dublje istraživanje brzo je pokazalo da je razvoj na frontalnim plohama najčešće koncentriran u njihovim uskim dijelovima. Valni poremećaji na frontalnim plohama koji su nositelji tih procesa, a imaju golemo klimatsko značenje, u određenim uvjetima mogu prijeći u valne ciklone. Iz najopćenitijih razmatranja o gibanju zraka i njegovu odnosu prema raspodjeli tlaka, najprije se polazi od pretpostavke da su izobare pravocrtne i paralelne. U realnim atmosferskim uvjetima nije tako. Izobare nisu pravocrtne, nego zakrivljene. U idealnim uvjetima one pokatkad mogu biti gotovo koncentrične, a u stvarnosti su uglavnom više ili manje deformirane, dakle, stvara se barički reljef; barički reljef nastaje uvijek kad izobarne plohe sijeku horizontalne ravnine. Čim se zrak u takvom polju tlaka počne gibati, na nj će početi djelovati Coriolisova sila. Budući da je putanja čestí zraka zakrivljena, pojavljuje se centrifugalna sila (koja nije postojala kad se pretpostavilo da su izobare pravocrtne). Ako su izobare zakrivljene i konačno zatvorene, postoje samo dvije mogućnosti raspodjele tlaka: a) tlak je najviši u centru, a pada prema periferiji i b) tlak je najniži u centru, a prema periferiji raste.

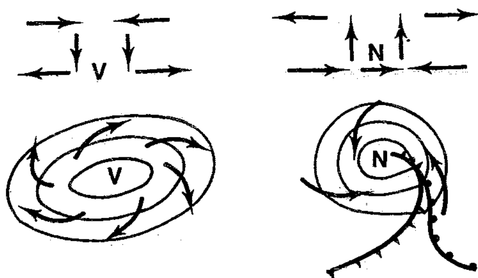
Budući da je Coriolisova sila okomita na smjer gibanja čestí zraka, te zbog djelovanja gradijentske sile tlaka, čest će na sjevernoj hemisferi kružiti oko središta niskog tlaka suprotno gibanju kazaljki na satu, pa se govori o protusatnoj rotaciji. Obratno je na južnoj hemisferi. Ako je tlak najviši u centru, a pada prema periferiji, onda na sjevernoj hemisferi postoji satna cirkulacija, a na južnoj je obratno. Ako se uzme u obzir i trenje, onda će prizemno strujanje shematski izgledati kako je prikazano na sl. 224. U cikloni se čest zraka spiralno približava centru, a u anticikloni se spiralno udaljuje od njega.

Kad se promatra horizontalno gibanje u atmosferi, onda se pri brzinama s kojima se susrećemo u atmosferi može uzeti da je atmosfera gotovo nestlačivi fluid. Zato se istjecanje fluida iz jednog područja mora kompenzirati pritjecanjem iz drugog područja, i obratno. Tako ćemo promatrajući sl. 224. lako zaključiti da se u cikloni zrak nagomilava. Budući da se to ne može trajnije održati, zrak se mora izdizati i razilaziti na većoj visini (taj prividni paradoks da se zrak nagomilava, a tlak zraka pada, shvatit ćemo kasnije kad budemo govorili o mlaznoj struji koja vrlo efikasno otklanja zrak iznad ciklone), a u anticikloni se u donjim slojevima zrak razilazi na sve strane, pa kao kompenzacija mora postojati silazno strujanje u njezinu centralnom području.

Istraživanja su pokazala da razdioba brzine i smjera vjetra (*tzv. strujno polje*) ima izuzetnu važnost za frontogenetsku i frontolitičku aktivnost, pa će prema tome isti faktor biti odlučan i za postanak



Sl. 224. Prizemno strujanje u cikloni (N) i anticikloni (V) na sjevernoj hemisferi; vektori prikazuju strujanje u pojedinim točkama na radijusima, a deblje duge strelice su strujnice.



Sl. 225. Izobare i vjetrovi pri tlu u anticikloni (V) i cikloni (N) na sjevernoj hemisferi; vertikalni presjek strujanja prikazuje divergenciju i konvergenciju u nižim slojevima atmosfere i obratno u višim slojevima (H. Flohn, 1960. modificirano)

poremećaja na frontalnoj plohi. Ako se strujanje na sl. 224. shvati malo kompleksnije, tj. trodimenzionalno, dakle onako kako je prikazano na sl. 225., zaključuje se da su osnovna strujanja u ciklonama i anticiklonama pri tlu zatvorena (na visini ne!) i da su drukčija pri tlu nego u većim visinama. Tako se dolazi do divergencije[114] (razilaženja) i konvergencije[115] (primicanja). Spuštanjem zraka (supsidencijom) povisuje se tlak u podlozi, pa se zrak mora razilaziti. Zrak iz tog područja otječe na sve strane. Posljedica spuštanja je dinamičko zagrijavanje zraka, pa se on udaljuje od rosišta, a to uvjetuje raspadanje naoblake. U divergentnom sistemu uglavnom preteže lijepo, vedro vrijeme. (Izuzetak može biti zimi u višim geografskim širinama kad s gubitkom dugovalne radijacije nastaju uvjeti za postanak magle i stratusa iz kojega može padati rosulja i sitni snijeg, ali u manjoj količini.)

Konvergiranjem zraka u najdonjem sloju, zrak se izdiže (ascendentno[116] gibanje), tj. u konvergentnom sistemu zrak se izdiže, izdizanjem se dinamički hladi, na određenoj razini počinje kondenzacija, stvaraju se oblaci. Zato su konvergentni sistemi praćeni pretežno lošim vremenom. Za tijek vremena, tj. za klimu određenih dijelova svijeta vrlo je važno nalaze li se oni u zoni konvergencije ili divergencije. Da zaključimo: za anticiklone je karakteristična divergencija u donjim slojevima, a konvergencija u gornjim slojevima troposfere. Obratno vrijedi za ciklone: konvergencija je u donjim slojevima, a divergencija je na visini.

Onda kad se dobiva dojam da se strujanja slijevaju u jednu točku, govori se o točki konvergencije zračnih struja. Postoji i druga mogućnost; ako se gradijenti stječu, a dvije se struje slijevaju duž jedne linije, onda se govori o liniji konvergencije zračnih struja. Ako se promatra trodimenzionalno, onda je linija konvergencije presjecište Zemljine površine i plohe koja odvaja dvije zračne mase. Tako smo došli do već poznate činjenice o kojoj ćemo još govoriti, a to je da se ploha konvergencije dviju zračnih struja zove frontalna ploha. Strujanje prema plohi konvergencije nužno uvjetuje uzlazno gibanje barem jedne od konvergirajućih struja.

Poznavanje tlaka zraka, odnosno njegove tendencije razvoja (da li on pada ili raste) vrlo je važno u sinoptičkoj meteorologiji. Već odavno je utvrđena kauzalna veza između tlaka zraka i vjerojatnosti padalina; vjerojatnost padalina sve je veća što je tlak zraka niži. Možemo reći i obratno; ako je tlak zraka visok ili raste, malo je vjerojatno da će biti padalina.

1.6.3.3. KLASIFIKACIJA POREMEĆAJA U ATMOSFERI. S. P. Hromov i L. I. Mamontova (1955.) pod poremećajima u atmosferi (ili jednostavno – poremećajima) misle ciklone. Bitno je da se pod poremećajima obično misli samo na ciklone, a mnogo je manja briga bila posvećena anticiklonama. Suvremena su istraživanja pokazala nerazdvojnost ciklona od anticiklona, odnosno ciklogeneza je prije ili poslije genetski povezana s anticiklogenezom, i obratno.

Velika kompleksnost procesa u atmosferi održava se i u teškoćama koje nastaju pri pokušaju da se klasificiraju poremećaji i nepogode u atmosferi. Kad se atmosfera promatra u cjelini (pretpostavljajući da misaono možemo obuhvatiti čitav spektar poremećaja), onda se brzo može zaključiti da je ona zapravo silno uzburkan medij u kojem dominiraju vrtložna gibanja, gibanja oko centra (kad se gleda plošno) ili oko više-manje vertikalne osi (kad se gleda trodimenzionalno). Pritom se horizontalne i vertikalne dimenzije – kao i njihovo trajanje – kreću u vrlo širokom rasponu od dugotrajnih, golemih anticiklona i ciklona pa sve do kratkotrajnih tromba (nad kopnom) i vodenih pijavica (nad morem) ili čak još manjih vihora prašine.

Počet ćemo s područjima niskog tlaka. Prije svega, klasifikacija nije ujednačena. U literaturi se mogu naći sljedeće klasifikacije ili kombinacije:

a) Ciklona ili depresija je isto. To je valni poremećaj na fronti između dviju zračnih masa. Neki pod ciklonom misle na svaki kružni sistem strujanja, a ako se misli samo na područje niskog tlaka, bez obzira na cirkulaciju, onda bi to bila depresija.

b) Ciklona je valni poremećaj na fronti između dviju zračnih masa. Pri tlu postoji karakteristično pritjecanje zraka sa svih strana (spiralno strujanje prema centru). One mogu biti izvantropske ciklone, ako su na polarnoj strani suptropskih maksimuma, i tropske ciklone, ako se nalaze u ekvatorskom pojasu niskog tlaka.

c) Tropski bi ciklon bio vrlo intenzivan poremećaj s izrazitim spiralnim strujanjem, ali bez fronte u samom tropskom ciklonu (nije isto tropska ciklona i tropski ciklon, odnosno samo ciklon).

d) Depresija je područje niskog tlaka u jednoj zračnoj masi. U njoj nema frontalne plohe, a tek u kasnijoj fazi razvoja ona može nastati. U tom početnom stadiju ne bi bilo točno poistovjećivati ciklonu s depresijom, jer depresija tek kasnije prelazi u ciklonu.

e) Ciklona je golemo područje niskog tlaka (npr. islandska ciklona) na kartama srednje raspodjele tlaka (dakle, statistička tvorevina; slično je aleutska ciklona, đenovska ciklona itd.), a na sinoptičkoj karti u tom području najčešće postoji familija (ili familije) ciklona, s brzopokretnim anticiklonama između pojedinih ciklona. Nije isključena mogućnost da u području koje se naziva ciklonom, npr. đenovska ciklona, može dugo stacionirati, i više puta u tijeku godine, prostrana i jaka anticiklona ili njezin greben. Pod ciklonom slične vrste misli se i na visinsku cirkumpolarnu ciklonu ili vrtlog koji zahvaća veći dio hemisfere, a osobito se lijepo vidi u polarnoj projekciji.

Iz toga bi se moglo zaključiti da se miješaju različite kategorije:

1. sinoptičke tvorevine (a, b, c, d) i
2. statističke tvorevine (e),

polazeći prije svega od situacije u umjerenim geografskim širinama. Radi što je moguće veće zornosti i izbjegavanja terminološke neodređenosti, čini se da bi najviše odgovarala sljedeća podjela.

1. Ciklone su spiralni sistemi strujanja:

a) kao valni poremećaji na fronti (frontalne ili valne ciklone ili jednostavno ciklone) i

b) samo kao spiralni sistemi strujanja bez fronte (tropski cikloni);

2. Depresije su područja niskog tlaka u jednoj zračnoj masi bez oštro definirane frontalne plohe i

3. golema područja niskog tlaka (stalna nad oceanima, privremena, tj. samo ljeti, nad kontinentima), vrlo često golemih dimenzija, koja nastaju kao statističke tvorevine u duljem razdoblju (npr. raspodjela tlaka u siječnju i srpnju na temelju višegodišnjih podataka), a u kojima su eventualno ucrtane fronte isto tako samo kao statističke tvorevine, jer pokazuju njihov srednji položaj, nazvali smo minimumima (npr. sjevernoatlantski minimum itd.). Ta treća skupina, minimumi, ne bi se mogla ubrojiti u poremećaje, jer su oni samo odraz srednjeg stanja u duljem razdoblju. Vidjet ćemo da u svakom tom minimumu mogu postojati i ciklone i anticiklone, tj. one se stalno smjenjuju. Tako bi ciklona bolje odgovarala sinoptičkom sistemu, relativno kratkotrajnom poremećaju. Zato smo usvojili mišljenje (čini se, i nadalje manjine) da nije ispravno reći npr. sjevernoatlantska ili islandska ciklona, nego je ispravnije reći sjevernoatlantski ili islandski minimum (ili pak sjevernopacifički minimum itd.). To osobito vrijedi za južnu hemisferu gdje postoji golem cirkumantarktički pojas niskog tlaka, za koji bi bilo besmisleno reći antarktička ciklona.

Nešto bi slično vrijedilo i za kontinente, pa upotrebljavamo termine kao što su npr. južnoazijski minimum ljeti nad južnom Azijom, sjevernoamerički minimum ljeti nad Sjevernom Amerikom, južnoafrički, australski i južnoamerički minimum ljeti nad dijelovima spomenutih kontinenata. Nad svim tim ljetnim minimumima neprestano se smjenjuju i ciklone i anticiklone. U tu bi se kategoriju (samo što ima još veće dimenzije) ubrajao i ekvatorski pojas niskog tlaka kao polje pretežno niskog tlaka, visoke temperature i vlažnosti, pojas s malenim horizontalnim gradijentima svih meteoroloških elemenata, u kojemu se pojavljuju različiti poremećaji i nepogode. Zato ćemo i u ovom slučaju morati diferencirati manja područja još nižeg tlaka, odnosno poremećaje sinoptičke prirode.

Taj problem još nije do kraja riješen; istraživanja u tropima pokazala su da u pojasu inače niskog tlaka postoje relativno manja područja još nižeg tlaka s vrlo intenzivnim razvojem vremena, ali s vrlo različitom brzinom vjetra. To bi bilo nešto analogno ciklonama na frontama izvan tropa, ali su temperaturne razlike većinom tako malene da – barem ne na prizemnim sinoptičkim kartama – uglavnom nije moguće otkriti frontu kao diskontinuitet u temperaturnom polju. Nema toplog i hladnog sektora, svagdje je temperatura jednaka ili gotovo jednaka. Njihovo postojanje dokazuje samo pad tlaka, jaka naoblaka i kiša te promjena smjera vjetra. Kada bismo – usprkos toj razlici – i njih nazvali ciklonama, onda bi ciklona bio naziv za dvije prilično različite sinoptičke tvorevine. Da bi se izbjegla ta konfuzija, neki upotrebljavaju dva termina: izvantropske (frontalne) i tropske (nefrontalne) ciklone. Ali, u tropima se pojavljuje poremećaj koji se zove tropski ciklon (nominativ: ciklon). Tako se opet komplicira terminologija jer treba distingvirati dva poremećaja: tropska ciklona i tropski ciklon. Budući da u tropskoj cikloni nema hladne i tople fronte, a ipak je to polje niskog tlaka, priklonit ćemo se nazivu tropska depresija. Ciklona bi bio valni poremećaj izvan tropa. Sve nas to upućuje na zaključak da bi za klasifikaciju poremećaja i nepogoda u atmosferi trebalo imati

[114] lat. *divergere* – razilaziti se
[115] lat. *convergere* – približavati se, primicati se
[116] lat. *ascensus* – uspinjanje, uzlaz

neki objektivniji kriterij. Smatramo da to najbolje može biti dnevna sinoptička karta:

a) Ako se promjene u polju tlaka *vide* na sinoptičkoj karti u obliku barem jedne zatvorene izobare, onda bi to bio *poremećaj* i

b) ako se promjene u polju tlaka *ne vide* na sinoptičkoj karti, onda bi to bile *nepogode*.

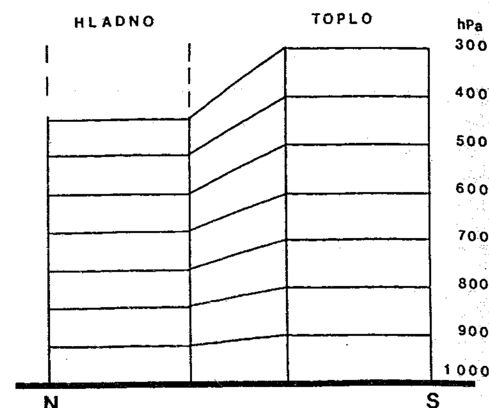
Prema tome, u poremećaje bi se ubrajale:

- ciklone,
- odvojene ciklone ili hladne kaplje,
- orografske ili zavjetrinske depresije,
- termičke depresije,
- tropske depresije,
- istočni valovi,
- tropski cikloni i
- anticiklone.

Nepogode bi bile sve manje i kratkotrajnije, ali zato intenzivne promjene vremena praćene sijevanjem, grmljavinom, jakim vjetrom i kišom (ili tučom i sugradicom).

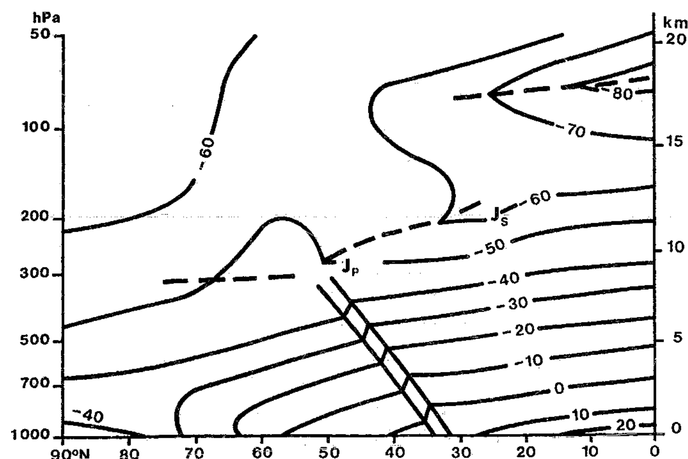
1.6.3.3.1. CIKLONE, DEPRESIJE I TROPSKI POREMEĆAJI.

1.6.3.3.1.1. **Ciklone.** Počet ćemo s ciklonama jer je s njima počelo istraživanje poremećaja u atmosferi uopće. Za umjerene širine, za pojas zonalnih zapadnih vjetrova obiju hemisfera, karakteristična je neprekidna smjena ciklona i anticiklona koje u nizovima dolaze iz određenih dijelova svijeta i putuju uglavnom ustaljenim putanjama od zapada prema istoku dok konačno ne iščeznu.



Sl. 226. Shematska raspodjela tlaka u troposferi u hladnom i toplom zraku (H. Flohn, 1960.)

Ciklone su tako važni poremećaji da je potrebno upozoriti na neke dublje uzroke njihova postanka. Tlak zraka s porastom visine ne opada linearno, a ni pad temperature nije jednostavan. Budući da su te veličine u funkcionalnoj vezi, tlak zraka brže opada u hladnom nego u toplom zraku (sl. 226.). Prema tome, ako je pri tlu tlak jednak, onda će na istoj visini u hladnom zraku biti niži tlak, a na istoj visini u toplom zraku bit će viši. Možemo postaviti i drukčije; isti tlak (ista izobarna ploha) u toplom se zraku nalazi na većoj visini nego u hladnom zraku. Ako se prisjetimo da je u nižim geografskim širinama temperatura zraka viša nego u višim geografskim širinama, onda svakako moramo zaključiti da negdje u umjerenim širinama mora postojati prijelazna zona između toplijeg i hladnijeg dijela atmosfere, zona u kojoj se visina izobarnih ploha naglo mijenja, odnosno zona u kojoj one nisu paralelne sa Zemljinom površinom, nego su kose, nagnute. Taj relativno uski prijelazni pojas T. Bergeron je nazvao *frontalnom zonom*; kako ona ima golemu važnost, naziva se i planetarnom frontalnom zonom. Izoplohe dvaju meteoroloških elemenata mogu postojati u dva osnovna međusobna položaja. Ako se izoplohe presijecaju, onda je atmosfera baroklina[117]. Ako su izoplohe paralelne, onda je atmosfera barotropna[118].



Sl. 227. Shematska raspodjela temperature, struktura tropopauze (isprekidana krivulja) i lokacija mlaznih struja (Js i Jp; na sjevernoj hemisferi zimi). Širina polarne frontalne zone nije u istom mjerilu kao os x (izvor: R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)

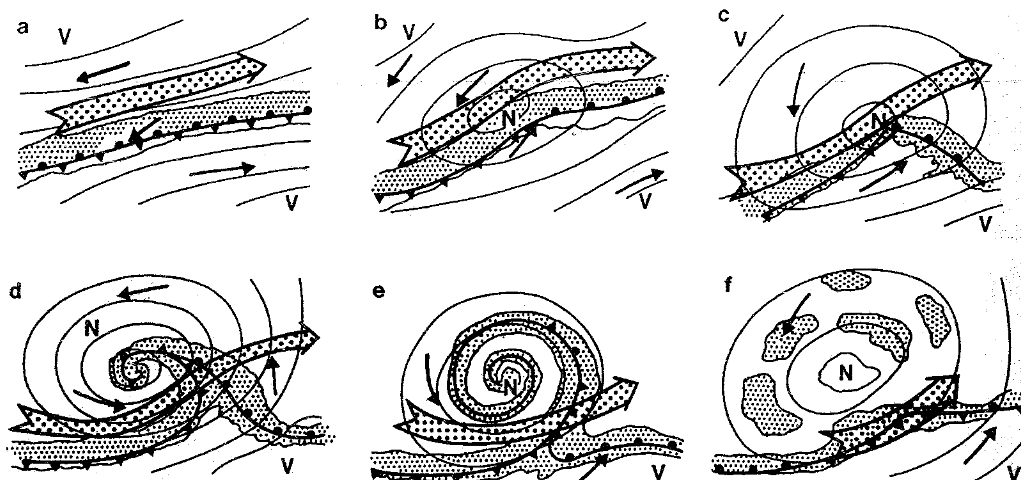
Polarna frontalna zona, ili planetarna frontalna zona, nagnuta je prema sjeveru (na sjevernoj hemisferi). U toj prijelaznoj zoni izoterme naglo mijenjaju smjer (»lome se«), jer se naglo prelazi iz hladnog polarnog zraka na sjeveru u topliji tropski zrak na jugu. Planetarna frontalna zona prodire sve do vrha troposfere gdje se prekida tropopauza na dva dijela, na polarnu tropopauzu i tropopauzu umjerenih širina. Na dodiru polarne frontalne zone i obiju spomenutih dijelova tropopauze nalazi se uska zona vrlo jakoga zapadnog vjetra, tzv. mlazna struja (odnosno mlazna struja polarne fronte). Na sl. 227. vidi se ono što smo već prije spomenuli, a to je da neki autori smatraju kako na Zemlji zapravo postoji samo planetarna frontalna zona, a arktička bi (odnosno antarktička) frontalna zona u još višim geografskim širinama te ekvatorska frontalna zona imale sekundarnu važnost i bile bi posljedica diferencijacije zračnih masa južno ili sjeverno od planetarne frontalne zone. Njihova je važnost izuzetno velika u onim krajevima u kojima se nalaze. Nešto dubljim upoznavanjem postanka ciklona na planetarnoj frontalnoj zoni ujedno upoznajemo u biti slične procese i na arktičkoj i na antarktičkoj fronti, a donekle će koristiti i za shvaćanje sličnih poremećaja i na ekvatorskoj fronti.

Mehanizam postanka ciklona još nije posve jasan; najšire priznanje stekla je teorija koju su razradili meteorolozi norveške meteorološke škole (bergenska škola), pa se ona danas općenito smatra već klasičnom teorijom o postanku ciklona. Ta je teorija poslije produbljena (osobito je važno istraživanje veze s mlaznom strujom i Rossbyevim valovima) i s više se ili manje uspjeha primjenjivala i u ostalim dijelovima svijeta. Teorijska i praktična istraživanja pokazala su da se na granici ili kontaktu između dvaju fluida koji imaju različitu gustoću, a gibaju se različitim smjerovima, pojavljuju valovi. Veličina valova (valna duljina, amplituda) ovisi o razlici gustoća i o brzini gibanja obaju fluida. Topli i hladni zrak mogu se shvatiti kao dvije vrlo rijetke tekućine. Ako oni struje jedan pokraj drugoga u suprotnom smjeru (ili u istom smjeru različitom brzinom), na njihovu kontaktu, na frontalnoj plohi, nastat će *val* koji je vrlo dug (više stotina ili čak 1 000 i više kilometara). Ciklona u prosjeku ima promjer 2 500--3 000 km, a malokad do 5 000 km. Izobare su izdužene, eliptičnog su oblika, a omjer između duže i kraće osi iznosi 1,8:1.

Pri promatranju sheme atmosferskog strujanja i raspodjele zračnih masa vidjeli smo da u nešto višim geografskim širinama toplije zračne mase dolaze u dodir s hladnijim zrakom iz viših geografskih širina. Ploha na kojoj se one dodiruju jest polarna, arktička i antarktička fronta. Na obje strane tih fronta postoji strujanje suprotnog smjera; na ekvatorskoj strani nalazi se topli, a na polarnoj hladni zrak. Tako na granici zonalnih zapadnih vjetrova i polarnih vjetrova nastaje polarna fronta. Poremećaji na polarnoj, arktičkoj i antarktičkoj fronti su – ciklone. Neki valovi na fronti mogu biti stabilni, taj se val giba duž fronte, a da mu se amplituda ne mijenja. Takav val prijeđe frontom i nestane bez većih posljedica za razvoj vremena. Neusporedivo veće praktično značenje imaju nestabilni valovi (valna duljina 500–3 000 km), čija se amplituda stalno povećava gibanjem vala niz frontu, da bi se konačno pretvorila u vrtlog. Tada će se vrijeme bitno promijeniti.

Postanak ciklone kao valnog poremećaja na polarnoj fronti prikazat ćemo u najmodernijoj varijanti (sl. 228.). Osnova je klasična teorija onakva kako je postavljena u bergenskoj školi, a nadopunjena je visinskim strujanjima i raspodjelom naoblake. (Jednostavnosti radi izostavljeni su neki detalji, npr. razbacani kumulusi u hladnom sektoru i individualni kumulonimbusi u drugoj fazi razvoja, u fazi *b*.) Materijali koji su dobiveni pomoću meteoroloških satelita omogućili su rekonstrukciju razvoja vrlo važnog elementa – razvoja spiralne naoblake. Prije svega, shema na sl. 228. upućuju na zaključak da treba konstatirati nerazdvojnu vezu između mlazne struje (čiji se utjecaj jasno osjeća već na 500 hPa, tj. na oko 5,5 km, a osobito na još većim visinama), koja meandrira i čini dio tzv. dugih valova. Budući da su ti valovi vrlo dugi, njihova se valna priroda tek nazire u tako relativno malenu prostoru u kojemu nastaje jedna ciklona, ali ćemo ih vrlo lako opaziti poslije, u razvoju obitelji ciklona koja zauzima mnogo veće horizontalne dimenzije. Nešto južnije od mlazne struje, na površini Zemlje, nalazi se fronta koja odvaja topli zrak južno od nje, od hladnog zraka sjeverno od nje. Jugoistočno i sjeverozapadno od cijelog sistema nalaze se dvije anticiklone, čija cirkulacija uzrokuje konvergenciju na frontalnoj

[117] grč. *baros* - težina, pritisak; *klino* - nagnuti
[118] grč. *baros* - težina, pritisak; *tropein* - gibati

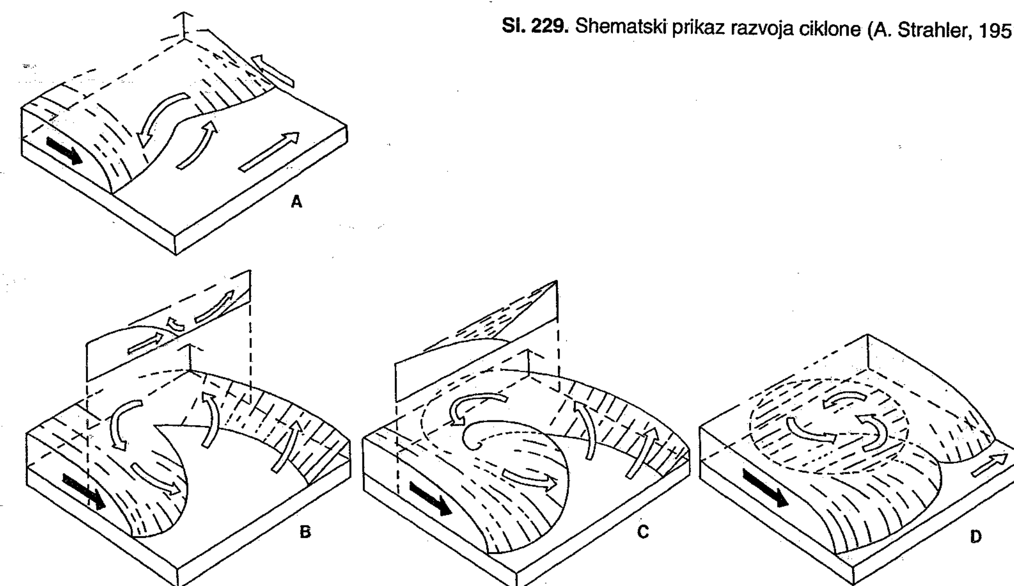


Sl. 228. Shema razvoja ciklone na sjevernoj hemisferi. Sitnim točkicama označeni su glavni pojasi stratiformne naoblake, a većim točkicama jezgra mlazne struje; tanke krivulje su izobare na površini Zemlje; pune strelice - prizemni vjetar (E. C. Barrett, 1970.; pojednostavnjeno)

plohi između njih; tako je ispunjen bitno važan uvjet: protusmjerno strujanje zraka različitih fizičkih svojstava. Početak stvaranja frontalnog vala, odnosno ciklone, nastaje kad se lijeva polovica polarne fronte pomakne na jug pod utjecajem hladnog vjetra sjeverno od fronte (*b* na sl. 228.; *A* na sl. 229.). Taj je proces praćen padom tlaka pri tlu (pa se kaže da se ciklona produbljuje) i pritjecanjem (konvergiranjem) zraka prema tom području nižeg tlaka nego što je u okolici. Izobare pri tlu već su zatvorene u jedan koncentričan sistem. (Ovdje smo došli do prividnog paradoksa; zrak pritječe, »zbija« se u jednom većem području, a tlak zraka – pada! Rješenje je jednostavno; divergencijom na većoj visini odstranjuje se zrak koji pritječe u donjim slojevima troposfere. Ne samo da se odstranjuje, nego se čak više zraka odstrani divergencijom na visini nego što konvergira pri tlu. Tako zrak sa svih strana pritječe u ciklonu, a tlak pada.) Životni tijek ciklone, počinje kao nestabilni val na stacionarnoj[119] fronti (stacionarna fronta kao početno stanje jest nepokretna fronta kad je strujanje paralelno s njom, odnosno stacionarna je fronta paralelna s izobarama). Budući da je val nestabilan, njegova se amplituda povećava. Hladni polarni zrak, kao specifično teži, sve se više potkopava pod lakši tropski zrak, koji se mora izdizati uz frontalnu plohu. U fazi *c* (odnosno *B*) tropski zrak prodire dalje na sjever, a polarni zrak na jug. Cirkulacija zraka već je izrazito spiralna. Tako je nastala mlada ciklona, u kojoj topli zrak čini topli sektor koji u obliku klina prodire u područje s hladnim zrakom. (Neki upotrebljavaju termin hladni sektor za ostali dio ciklone koji ispunja hladni zrak.) Dio fronte na prednjoj strani toplog sektora, gdje topli zrak potiskuje hladni zrak, naziva se toplom frontom, a dio fronte na stražnjoj strani toplog sektora naziva se hladnom frontom. U zoni hladne fronte hladni zrak potiskuje topli zrak na jug. Hladni se zrak zbog veće gustoće i dalje širi na stražnjoj strani ciklone prema jugu, a istodobno skreće i u stranu, a topli zrak i dalje prodire na sjever. Amplituda vala i dalje raste. Hladna se fronta giba brže od tople fronte, pa se topli sektor počinje sužavati. Ciklona stupa u fazu zrelosti. Hladni zrak, odnosno hladna fronta, sustiže toplu frontu, potkopani topli zrak sve se više izdiže iznad tla (faze *d* i *C*), pa u jednom momentu hladna fronta sustigne toplu frontu u svoj njezinoj duljini. Topli je zrak potpuno izdignut u visinu, a pri tlu je ostala hladna zračna masa. To je stadij ili faza *okluzije*[120] ciklone (faze *e* i *C*). Fronta koja nastaje spajanjem tople i hladne fronte naziva se okludiranom frontom. Temperaturni se kontrasti izgube i životni tijek ciklone završava kao vrtlog toplog zraka iznad tla (faze *f* i *D*). Razvoj ciklone od frontalnog vala do mlade ciklone traje 1–2 dana, a daljnja evolucija traje još oko 2–3 dana. Bitna je činjenica da se ciklona u većem dijelu svog razvoja nalazi u okludiranom stanju.

[119] lat. *statio* – stajanje, boravište

[120] lat. *occlusio* – zatvaranje, sprečavanje



Sl. 229. Shematski prikaz razvoja ciklone (A. Strahler, 1951.)

U završnoj fazi (*f* i *D*) vrtlog tropskog zraka na visini nalazi se sjeverno od mlazne struje i okludirane fronte pri tlu. Taj izdignuti tropski zrak bitno je modificiran (iz njega se izlučila velika količina vode), tj. po svojim se svojstvima nalazi između početnog stanja polarne i tropske zračne mase. Naoblaka i raspodjela padalina i dalje je koncentrična, ali je razbijena u pojedine »krpe«. Ciklona nestaje, no nebo može još dugo biti prekriveno oblacima iz kojih mogu padati slabe padaline.

Okluzija počinje s porastom tlaka u centru ciklone, pa se razlika u tlaku između centra i periferije smanjuje; ciklona se ispunjava. Konačna posljedica okluzije je *frontoliza*[121], iščezavanje frontalnih ploha. Dijelovi svijeta gdje se najčešće pojavljuje frontoliza nazivaju se frontolitičkim područjima.

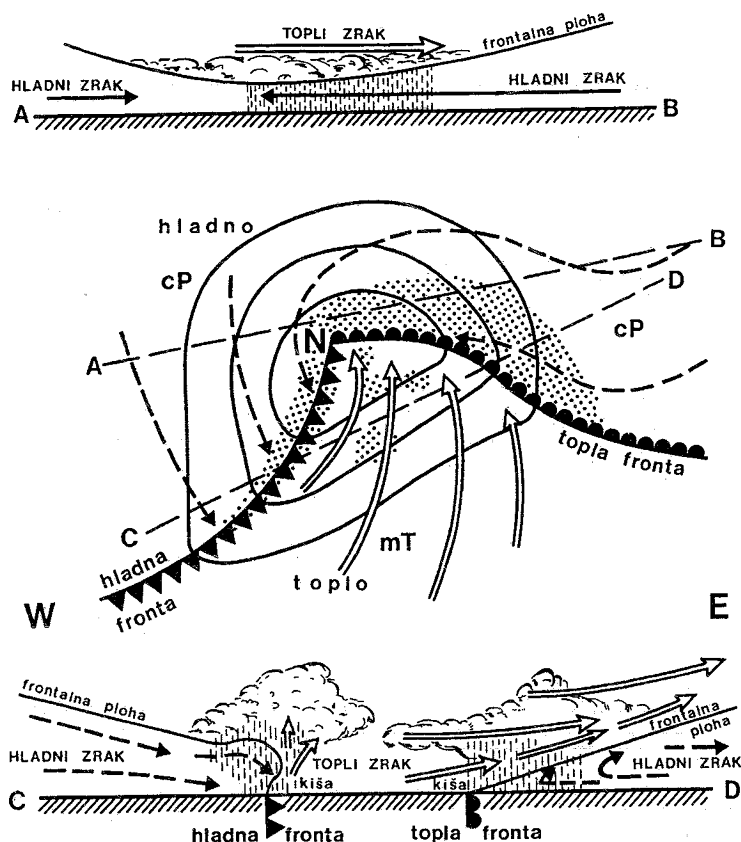
Ciklona, dakle, završava svoj životni put kao vrtlog zraka izdignut iznad tla. To ne mora uvijek biti definitivan završetak njezina razvoja, jer se u stanovitim fizičkim uvjetima ciklona može regenerirati[122], može se ponovno produbiti okludirana ciklona. Do regeneracije ciklone najčešće dolazi kada u šire područje okludirane ciklone prodre hladni zrak, pa ponovno nastaje temperaturna asimetrija. To se najlakše događa kad okludirana ciklona s polarne fronte dođe do arktičke fronte. Mnogo je rjeđa pojava da se okludirana ciklona može regenerirati ako u njezino područje prodre topli zrak, pa je konačna posljedica ista – stvaranje temperaturne asimetrije. Do regeneracije ciklone može doći i onda kad okludirana ciklona prijeđe s kopna na more. Trenje se u prizemnom sloju naglo smanji, a poveća se pritjecanje vodene pare i topline, što konačno uvjetuje labiliziranje donjih slojeva zraka u okludiranoj cikloni. Do regeneracije ciklone može doći spajanjem dviju slabih ciklona; nova je ciklona veća i dublja od svake pojedine ciklone koja je ušla u tu »fuziju«.

Izuzetno duboke ciklone mogu nastati regeneracijom tropskih ciklona (tajfuna, harikena), odnosno u posljednjoj fazi razvoja tropski se ciklon toliko udalji od svoje uobičajene putanje da zađe u pojas zonalnih zapadnih vjetrova, odnosno na 25–30° N (na sjevernoj hemisferi) nailazi na polarnu frontu. Polarni zrak ulazi u tropski ciklon i tako nastaje temperaturna asimetrija, odnosno nastaje fronta (koje do tada nije bilo u tropskom ciklonu), nastaje diferencijacija toplog i hladnog sektora. Tropski zrak u kojemu se do sada nalazio tropski ciklon ostaje u toplom sektoru nove ciklone, a hladniji polarni zrak čini hladni sektor. Tako je tropski ciklon »prerastao« u vrlo duboku ciklonu. Brzina gibanja nove ciklone raste, dimenzije joj se povećavaju, brzina vjetra raste. Nova ciklona mijenja smjer gibanja, njezina putanja sve više skreće prema istoku ili sjeveroistoku ulazeći u obitelj ciklona na polarnoj fronti.

Na sl. 230. vidi se potpuno razvijena ciklona (faza c na sl. 228., odnosno *B* na sl. 229.). U sredini je raspodjela izobara, vjetrova i fronta na površini Zemlje. Gornji profil AB prikazuje presjek ciklone

[121] lat. *frons* – čelo; grč. *lysis* – rastavljanje

[122] novolat. *regeneratio* – obnavljanje



Sl. 230. Shematski prikaz razvijene ciklone prema shvaćanjima predstavnika bergenske škole. Točkicama je označeno područje s padalinama; tanke krivulje su prizemne izobare. Iznad i ispod su vertikalni presjeci kroz ciklonu (G. Trewartha, 1954.)

sjevernije od vrha frontalnog vala. Topli zrak nalazi se samo na visini, a pri tlu je hladni zrak. Frontalna ploha nalazi se iznad podloge. Donji profil CD prikazuje presjek ciklone nešto južnije, pa je zahvaćen topli sektor. Vidi se struktura ciklone, čiji topli sektor ispunja tropski zrak, a ostali, veći dio, ispunja polarni zrak. Već sada moramo upozoriti na značajan detalj da hladna fronta (donji profil), zbog trenja s podlogom, može brže napredovati na visini nego pri tlu; tako na njoj nastaje karakteristično »ispupčenje« hladnog zraka iznad toplog zraka uz podlogu. To će biti važno za postanak nepogoda.

Frontalna ploha na prednjoj strani ciklone (topla fronta) mnogo je položenija (1:100 do 1:400) od frontalne plohe na stražnjoj strani ciklone (1:25 do 1:100). Topli zrak prisilno se izdiže na obje frontalne plohe, pa su padaline karakteristične i za toplu i za hladnu frontu. Pri prolazu fronta – odnosno već prije njihova dolaska – mijenjaju se meteorološki elementi prilično pravilno, pa se to iskorištava u vremenskoj prognozi. Pojas padalina na toploj fronti redovito je širi nego na hladnoj fronti. Padaline su intenzivnije na hladnoj nego na toploj fronti.

Vremenske promjene u atmosferi koje su u vezi s procesima u cikloni nisu uvijek tako jednostavne kako je prikazano u dosadašnjim shemama. Zato će biti korisno upoznati još neke pojedinosti. Topla i hladna fronta kod »normalne« ciklone čine glavne fronte. Na sl. 231. prikazan je vertikalni profil kroz hladnu i toplu frontu sa sistemima oblaka i pojasima padalina. Kod prijelaza tople fronte (desno na sl. 231.) topli se zrak izdiže, klizi uz hladni zrak, a kako topli zrak u umjerenim geografskim širinama uglavnom sadrži obilnu vlagu, na određenoj razini počinje kondenzacija vodene pare. Topli se zrak polagano izdiže sve do vrha troposfere, što znači da dijelovi tople zračne mase imaju vrlo različitu temperaturu, pa će tako nastati različiti rodovi oblaka, počevši od niskog stratusa, pa sve do cirusa kao »glasnika« dolaska fronte.

Sistem oblaka nad toplom frontom do tropopauze ima oblik vrlo tankog klina na čijem se vrhu nalaze cirostratusi i cirusi. Osnovnu masu oblaka na toploj fronti čine altostratusi i nimbostratusi. Pred samom frontalnom plohom su rastrgani oblaci ružnog vremena, ali oni mogu činiti i kontinuiran sloj,

pa »sivi« i »tmasti«, »olovni« oblaci prekriju nebo, ne naziru se nikakve konture oblaka. Prema tome, s približavanjem tople fronte može se pratiti karakterističan slijed oblaka. Pojas padalina ispred fronte širok je 300-400 km; to su uglavnom jednolike i dugotrajne padaline. Sistem nadfrontalnih oblaka na hladnoj fronti je nešto drukčiji (sl. 231., lijevo). »Klin« toplog zraka je obratno usmjeren. U gornjem dijelu nema cirusa. Ako je zrak labilan, nastaju vrlo razvijeni kumulonimbusi s intenzivnim padalinama i grmljavinom. Padalinski je pojas uži, ali je intenzitet padalina jači nego na toploj fronti.

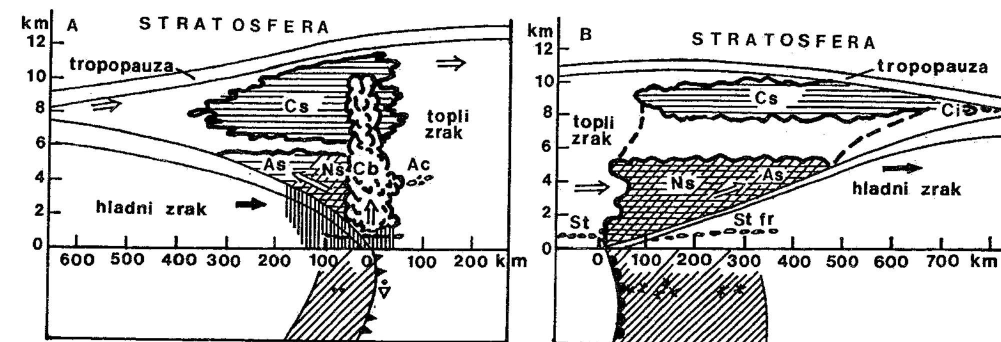
Hladne fronte zimi se općenito brže gibaju nego ljeti; usprkos tome ne mora biti jakih konvekcija i padalina, jer to ne ovisi samo o brzini gibanja fronte, nego i o količini vodene pare u zraku, a nje zimi ima manje nego ljeti. Zato zimi ima malo padalina na arktičkoj fronti, jer je hladni polarni zrak južno od arktičke fronte suh. Ljeti pak kad topla fronta dođe na ugrijani kontinent, temperaturne se razlike transformacijom zračnih masa naglo smanjuju, tako da je topla fronta često slabo izražena, ili čak iščezne (ili se kaže da je »difuzna«). Kontrast između tople i hladne zračne mase često nije velik. Zato se padalinski pojas suzi. Bitna je činjenica da se ciklone na polarnoj fronti jače i brže razvijaju nego na arktičkoj fronti. Kaže se da je polarna fronta više ciklogenetska nego arktička fronta.

U toplom sektoru ciklone – ako je zrak labilan, a temperaturni su kontrasti s jedne i s druge strane hladne fronte veliki – mogu nastati *linije nestabilnosti*. One su kraće od sekundarnih fronti, a traju samo nekoliko sati, najčešće danju, jer je termička konvekcija bitno važan pokretač njihova postanka. Na linijama nestabilnosti nanizani su kumulonimbusi koji uzrokuju nepogode manjih horizontalnih dimenzija.

Vertikalne dimenzije fronti veoma variraju pa se govori o troposferskim frontama ako zahvaćaju čitavu troposferu. Ako zahvate samo planetarni granični sloj, nazivaju se prizemnim frontama (već na oko 850 hPa ili oko 1,5 km nema ih više). U vezi s frontogenezom u srednjoj i gornjoj troposferi nastaju visinske fronte. One se mogu spustiti i do podloge.

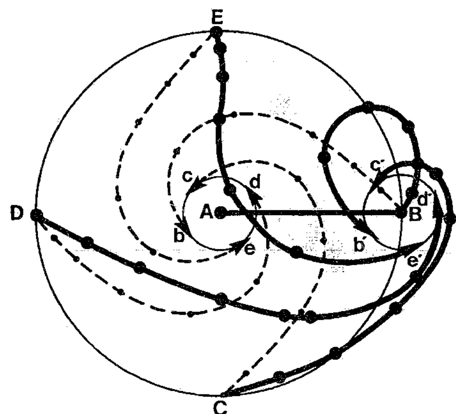
Strujanje u ciklonama najčešće se prikazuje shematski zamišljajući da je ona sistem koncentričnih izobara kružnog ili eliptičnog oblika, a strujanje se prikazuje u određenom momentu shvaćajući ciklonu kao stacionarni sistem koji stoji na jednome mjestu. U stvarnosti je sasvim drukčije. Prije svega, ciklone nisu sistemi s pravilnim kružnim izobarama koje su međusobno jednako udaljene, a to znači da se tada brzina vjetra s približavanjem centru ne bi mijenjala. Na sinoptičkim kartama izobare su u ciklonama uglavnom ovalne, međusobna udaljenost među njima se mijenja, a to znači da u raznim dijelovima ciklone postoje različiti horizontalni gradijenti tlaka. Zatim je tu još jedna važna činjenica; ciklona se kao barički sistem premješta u stanovitom smjeru. To znači da svaka čest zraka sudjeluje u dva gibanja: a) unutar baričkog sistema i b) zajedno s cijelim baričkim sistemom.

Na sl. 232. prikazana je shema strujanja u jednoj geometrijski pravilnoj cikloni koja se u stanovitom vremenu *pomakla* od zapada prema istoku, tj. u početku je njen centar bio u točki *A*, a na kraju prijeđenog puta centar se našao u točki *B*. Na periferiji ciklone s centrom u točki *A* izabrane su četiri točke *B, C, D* i *E*. Kad bi ciklona stajala na mjestu, onda bi se česti zraka *B, C, D* i *E* gibale onako kako je prikazano s isprekidanim spiralnim krakovima, tj. strujnicama, da bi konačno stigle u točke *b, c, d* i *e* (tj. česti zraka iz *B* došle bi u *b*, česti zraka *C* u *c*



Sl. 231. Shematska raspodjela oblaka i padalina na hladnoj (lijevo) i toploj (desno) fronti; vertikalni presjek. Treba obratiti pažnju na veliku razliku između horizontalnog i vertikalnog mjerila (A. S. Zverev, 1968.)

itd.). Na svakoj su strujnici točkama označeni prijeđeni putovi u istom vremenu. Budući da brzina vjetra raste s približavanjem centru, udaljenost među točkama se također povećava (točke na putanji između D i d, između C i c itd.). U takvoj situaciji zrak bi spiralno konvergirao prema centru ciklone. Ali, u stvarnosti tako neće biti jer se centar ciklone premješta iz A u točku B. Sada ćemo vidjeti koji će put prijeći česti zraka iz točaka B, C, D i E u tijeku »preseljenja« centra ciklone iz točke A u točku B. Za istu udaljenost AB premještaju se u smjeru ciklone i sve njezine točke. Zato čest zraka koja se počela gibati iz točke D neće doći u točku d, nego u točku d', a d' je udaljeno od D za duljinu AB. Tako će krivulja Dd' biti trajektorija česti zraka koja je pošla iz točke D. (Trajektorija se najtočnije može odrediti praćenjem sondažnog balona jer se on giba zajedno sa zrakom.) Očito je da će česti zraka prolaziti putanjama koje su rezultante translatornog i ciklonskog gibanja, a već se otprve vidi da je gibanje česti zraka u pokretnoj cikloni vrlo zamršeno. Te su trajektorije prikazane debelim linijama sa strelicama. Vidi se da razne česti zraka imaju vrlo različite putanje koje jedva da imaju nešto zajedničko s jednostavnim strujanjem u kružnoj nepokretnoj cikloni. Osim toga, iz udaljenosti točaka na trajektorijama vidi se da su brzine vjetra u stanovitu razdoblju različite u raznim dijelovima pokretne ciklone. Dodamo li još činjenicu da se ciklone uglavnom ne gibaju pravocrtno, nego da neprestano mijenjaju smjer i brzinu gibanja, skreću lijevo i desno, vraćaju se (retrogradno gibanje), zastaju na svom putu pred orografskim zaprekama, da na svom putu postupno "stare", onda ćemo biti sasvim blizu stvarnom stanju.

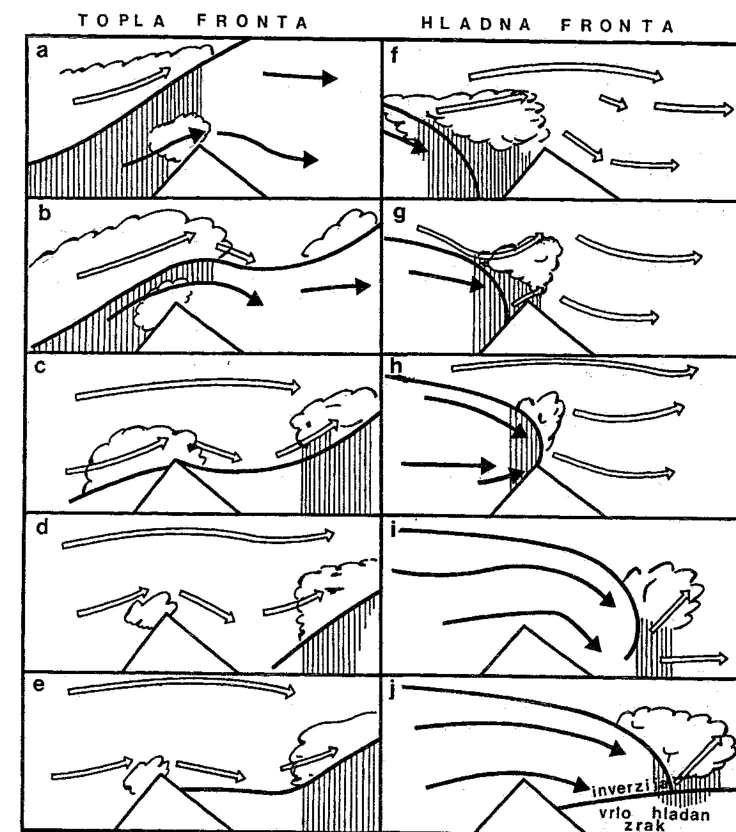


Sl. 232. Shema strujanja u cikloni koja se giba sa zapada prema istoku na sjevernoj hemisferi (F. M. Exner, 1917.)

1.6.3.3.1.1.1. *Utjecaj reljefa na gibanje ciklona, odnosno frontalnih ploha.* Ako je planinska barijera nešto veća, ona će utjecati na procese u ciklonama jer utječe na njezino strujno polje i na premještanje ciklone kao cjeline. Orografska deformacija hladne fronte nastat će pod utjecajem planina koje se pružaju više ili manje okomito na smjer gibanja fronte. Tako konačno nastaje tzv. orografska okluzija. (Za nas su posebno važne Alpe, pa ćemo o tome još govoriti.) Hladni zrak iza hladne fronte je stabilan i nastoji zaobići orografsku barijeru, ali se glavna masa hladnog zraka gomila i neko se vrijeme zadržava pred planinom. Hladni zrak zaobilazi planinsku barijeru, na svom se putu transformira, a u skladu sa zakonima strujanja, iza zapreke se zrak s jedne strane počinje približavati zraku koji dolazi s druge strane da bi se konačno spojili. Iza orografske prepreke može nastati depresija koja prelazi u valni poremećaj, u ciklonu.

Deformacija strujnog polja i frontalnih ploha na reljefnoj barijeri, i to posebno tople i posebno hladne fronte, prikazana je na vertikalnom presjeku na sl. 233. U prvoj fazi *a* planina se nalazi u hladnoj zračnoj masi, a slijeva se približava topla fronta i topla zračna masa iza nje. Budući da je topli zrak labilan, on mnogo lakše prelazi preko planine nego teški hladni zrak. Važna je i činjenica da u toplom labilnom zraku lako nastaju orografske padaline, a to olakšava izdizanje toplog zraka. Utjecaj planine na izdizanje toplog zraka osjeća se već na određenoj udaljenosti ispred planine. S toplom frontom dolazi i pojas s padalinama. Pod utjecajem orografskog efekta na privjetrini počnu padati obilne padaline (faze *a* i *b*). Planina ne samo da izdiže toplu frontu, nego se pod njezinim utjecajem iznad planine pojavljuje val na frontalnoj plohi. U dolu tog vala, isto kao i iza planine (faze *b*, *c* i *d*), topli se zrak počinje spuštati i adijabatski zagrijavati. Tako nastaje fen i njemu slični vjetrovi. »Fenski zid« još se neko vrijeme zadrži, sve dok struji topli zrak, a ostala se naoblaka raspada (fen može utjecati i na raspadanje tople fronte), ili pak odlazi za toplom frontom koja se regenerira podalje od planine. Budući da je riječ o valnom gibanju tople fronte, hladni se zrak – usprkos »seljenju« tople fronte – može vratiti do planine i ispuniti reljefnu depresiju iza planine.

Nešto je drukčije kad preko planine prelazi hladna fronta, odnosno hladna zračna masa (*f–j* na sl. 233.). Bitna je razlika u odnosu prema toplom zraku što hladna zračna masa potiskuje topli zrak, ali se hladni zrak probija u obliku tupoga klina. On se potkopava pod topli zrak, izdiže ga ne samo iznad sebe, nego ga i »gura« uz planinu, pa zajedno djelu-

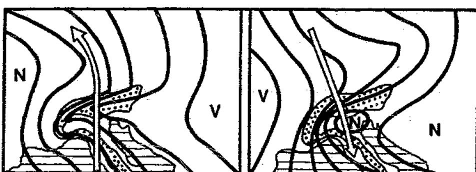


Sl. 233. Prijelaz tople (lijevo) i hladne fronte (desno) preko orografske prepreke; punim je strelicama prikazan hladni zrak, a praznim strelicama topli zrak. Okomite crte prikazuju padaline (A. S. Zverev, 1968.)

ju dva efekta. Posljedica su jake padaline na privjetrini, a spuštanje i adijabatsko zagrijavanje toplog zraka niz zavjetrinsku padinu. Hladni se zrak neko vrijeme *nagomilava* pred planinom (faza *h*), a tek se onda (faza *i*) prelije preko planine i »odbaci« topli zrak dalje od planine. Hladni vjetar koji se ruši niz zavjetrinsku padinu katabatički je vjetar sa svim karakteristikama vjetra – bure (iako to ne mora uvijek biti bura). Vrlo hladni zrak može ispuniti reljefnu depresiju iza planine, a topli zrak dalje »putuje« iznad gornje plohe hladnog zraka.

1.6.3.3.1.1.2. *Vjetrovi s fenskim karakteristikama.* Sada kad smo upoznali elementarne procese koji nastaju utjecajem reljefa na frontalne plohe, potrebno je malo se zamisliti nad jednom posljedicom tih procesa; upoznat ćemo jedan regionalno vrlo važan vjetar – fen[123]. Fen i njemu slični vjetrovi povezuju se s adijabatskim zagrijavanjem zraka koji se spušta niz visoke planinske padine. Zato se gotovo u svim udžbenicima fen obrađuje pod »lokalnim vjetrovima« u sklopu lokalnih strujanja ili tercijarne cirkulacije. Sve detaljnije poznavanje fena pokazuje da je on *genetski* najuže povezan sa strujanjima u ciklonama. Činjenica je da planine stalno postoje, a fen ne puše stalno, ali isto tako ondje gdje fen puše on ne bi puhao da nema planina. Mora se zaključiti da je za postanak fena važna kako stanovita sinoptička situacija, tako i reljefna konfiguracija. Fen je tipičan vjetar u alpskim krajevima, pa je istraživanje njegovih svojstava počelo u Europi, a poslije se nastavilo i u ostalim dijelovima svijeta. Tako se pokazalo da on puše svagdje gdje ima ciklona i visokog reljefa. Iako postoji podjela na ciklonski i anticiklonski fen, nama geografima bit će korisnije ako fen u Alpama podijelimo na južni i sjeverni fen (sl. 234.). U oba slučaja treba upozoriti na sinusoidalnu deformaciju izobara i specifičnu raspodjelu tlaka u širem alpskom prostoru. I kod južnog i kod sjevernog fena postoji »klin« izobara, koji je u zavjetrini usmjeren prema anticikloni, a na privjetrini prema cikloni. (»Klin« izobara neki nazivaju »fen-

[123] *föhn*, retoromanski oblik za latinski naziv favonius, izvorni naziv za topli zapadni vjetar



Sl. 234. Shema postanka južnog i sjevernog fena u alpskom prostoru (F. Defant, 1951.)

skim nosom«.) Južni će fen puhati onda ako je niski tlak na zapadu od Alpa (od Vel. Britanije ili Biskajskog zaljeva s dolinom do srednje Europe), a visoki je tlak istočno od Alpa, odnosno greben visokog tlaka prodire na zapad između Alpa i Apenina.) Tako započinje pritjecanje toplog zraka s juga (široko na Mediteranu, a u sklopu toga i jugo na našem području), koji će se izdizati na južnim padinama Alpa (jaka naoblaka s padalinama), a na sjevernim padinama i u sjevernom predgorju Alpa taj će se topli zrak još više zagrijavati. To je fen na koji se uglavnom pomisli kad se o njemu govori.

Sjeverni fen nastaje pri obratnoj raspodjeli tlaka. Niski je tlak južno (Padska nizina) i istočno od Alpa, a visoki je tlak na zapadu od Alpa. I on se zagrijava spuštanjem niz južne padine Alpa, pa se u krajeve južno od njih spušta kao topli vjetar.

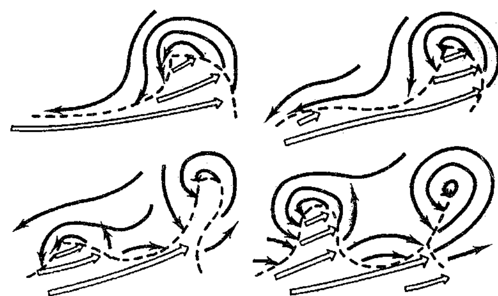
Sjeverni je fen anticiklonski, a južni fen ciklonski fen. Sad se može reći opća definicija. Fen je svaki planinski vjetar koji dolazi *topliji* nego što je bio zrak prije puhanja fena. S dolaskom fena temperatura raste. Ako vjetar koji se s planine ruši u podgorje donosi hladniji zrak nego što je bio prije početka njegova puhanja, onda se takav slapovit vjetar ubraja u vjetrove čiji je tipični predstavnik – bura. S burom se snizuje temperatura.

Fen nastaje i u planinama koje se pružaju meridionalno. Tada je potreban niski tlak na sjeveru, a visoki na jugu, ili obratno. Tako nastaju istočni i zapadni fen u Andama, Stjenjaku, na Grenlandu, Novom Zelandu. Jasno, fen može nastati i u planinama koje imaju svako drugo pružanje. Tako on nastaje i u Skandinaviji koja se pruža od jugozapada prema sjeveroistoku. Jugoistočni (topli) fen će puhati onda kad je nad Norveškim morem niski tlak, a istočno od Skandinavije visoki tlak.

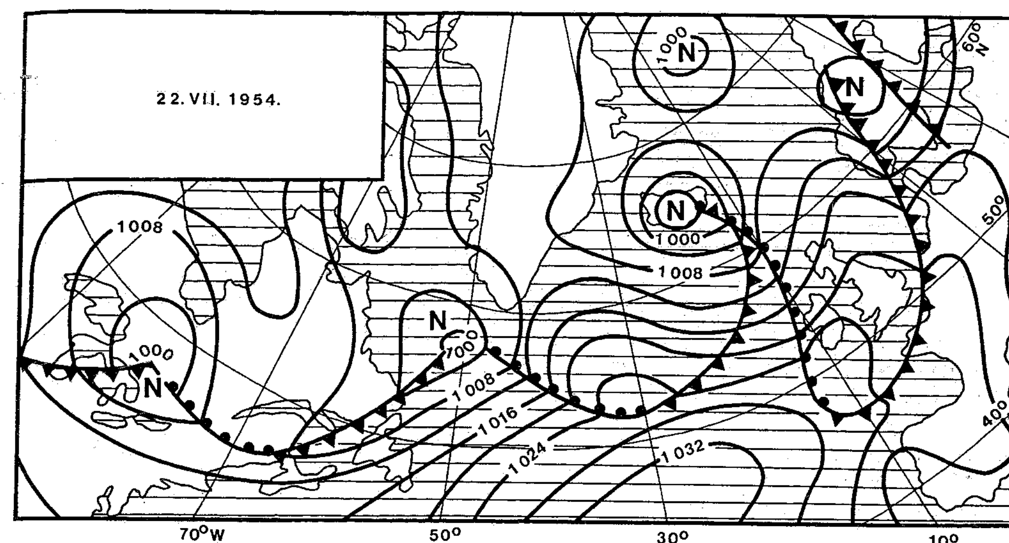
Fen ima veliko praktično značenje. Jaki južni fen uzrokuje naglo kopnjenje snijega na sjevernim padinama Alpa, a ono je praćeno pojavom brojnih lavina koje su poseban problem alpskih krajeva. Južni fen pokatkad može biti tako jak da čupa stabla, a ako dugo puše, toliko osuši zrak da se lako šire šumski požari. Silno pojačana transpiracija negativno djeluje na vegetacijski pokrov. Poznato je da su efekti fena važno poglavlje u medicinskoj meteorologiji, jer on djeluje enervantno i izaziva niz patoloških stanja.

1.6.3.3.1.1.3. *Obitelj ciklona.* Ciklone smo shvatili kao izolirane baričke tvorevine koje imaju svoj određeni tijek razvoja, a nismo ih uspoređivali s onime što se istodobno događa u bližem i daljem području. Tako najčešće nije jer je pojava jedne ciklone zapravo početak razvoja mnogo većih dimenzija pa, prema tome, ima i mnogo veće posljedice. Da bismo lakše razumjeli svu kompleksnost tih procesa, vratit ćemo se malo natrag. Da bi došlo do postanka frontalne plohe, zračna strujanja s obje njezine strane moraju biti takva da dovedu različite zračne mase u direktan kontakt. Tako nastaju uvjeti za frontogenezu, odnosno ciklogenezu. Kako nastaje prvi valni poremećaj, kako nastaje ciklona na polarnoj fronti, već znamo. Sada će nas interesirati daljnji razvoj koji je inicirala ta prva ciklona, pa odatle i njezin naziv – matična ili centralna ciklona. Kod ciklone u kasnijoj fazi razvoja hladni zrak na stražnjoj strani ciklone prodire duboko na jug (na sjevernoj hemisferi, a na sjever na južnoj hemisferi), pa na polarnoj fronti iza (odnosno zapadno od) matične ciklone nastane valna deformacija (sl. 235.) koja čini da jedan dio fronte poprimi karakteristike tople fronte i tako ponovno nastaju uvjeti za postanak novoga frontalnog vala, koji zapravo može biti prva faza razvoja nove ciklone. Ta nova, mlada ciklona zove se sekundarna ciklona. Ona se ni po čemu ne razlikuje od matične ciklone koja je inicirala njezin razvoj; jedino je od nje mlađa, a njezina je putanja najčešće nešto južnija (na sjevernoj hemisferi) od putanje matične ciklone.

U daljnjem razvoju sekundarne ciklone mogu se zapadno od nje pojaviti isti uvjeti, pa na polarnoj fronti mogu nastati nizovi od 3 do 5 ciklona, od kojih je svaka iduća nešto mlađa po razvoju, a po



Sl. 235. Shema postanka sekundarne ciklone u jednoj obitelji ciklona na sjevernoj hemisferi



Sl. 236. Obitelj ciklona na polarnoj fronti na sjevernom Atlantiku 22. VI. 1954. (J. A. Taylor i R. A. Yates, izvor: R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)

položaju je nešto bliža ekvatoru. Takav niz ciklona na istoj fronti zove se obitelj ciklona (sl. 236.). U ciklonama koje nastaju na polarnoj fronti prodire polarni zrak iza svake mlađe ciklone jedne obitelji ciklona sve više na jug, dok se konačno ne »razlije« u suptropskom pojasu, gdje se polarni zrak, zbog bitno drukčijih termičkih uvjeta, brzo trasformira u tropski zrak jakim zagrijavanjem od podloge. Istodobno se tropski zrak proširi daleko na sjever (na sjevernoj hemisferi). U visini prodre čak u subpolarno područje. I u ovom slučaju u visini počinje transformiranje zračne mase, ali ovaj put tropskog zraka u polarni. Tako se prijelazom jedne obitelji ciklona izmjenjuju zračne mase između polarnog i umjerenog pojasa te, s druge strane, suptropskog i tropskog zraka. Ta će meridionalna izmjena zračnih masa biti to jača što je matična ciklona dublja, jer o dubini ciklone ovisi intenzitet struje polarnog zraka. Polarna fronta s nizom ciklonskih poremećaja prodire na jug, potiskuje suptropsku anticiklonu, a nakon posljednje ciklone u obitelji ciklona nastaje velika hladna anticiklona koja ulazi u tropsku cirkulaciju. Na krajnjem jugu svog puta polarna fronta dolazi u divergentno polje koje djeluje frontolitički, pa fronta polako iščezava. Istodobno na zapadu i sjeverozapadu nastaju uvjeti za postanak nove polarne fronte s novom obitelji ciklona. Na jugoistočnoj strani jedne obitelji ciklona nalazi se tropski zrak; zato u tom području tlak zraka s visinom relativno polagano opada. Na suprotnoj, sjeverozapadnoj strani obitelji ciklona nalazi se hladni zrak, pa na tom području tlak zraka relativno brzo opada s porastom visine (to se može vidjeti na sl. 239., gdje se iznad svake matične ciklone pri tlu, na visini vidi dolina niskog tlaka ili tzv. visinska dolina).

Na sjevernoj hemisferi najčešće se simultano pojavljuje 3–5 obitelji ciklona. Za prolaz jedne obitelji ciklona preko nekog područja potrebno je 5–6 dana. Optimalni uvjeti za postanak obitelji ciklona postoje zimi nad oceanima sjeverno (na sjevernoj hemisferi) od suptropskih anticiklona.

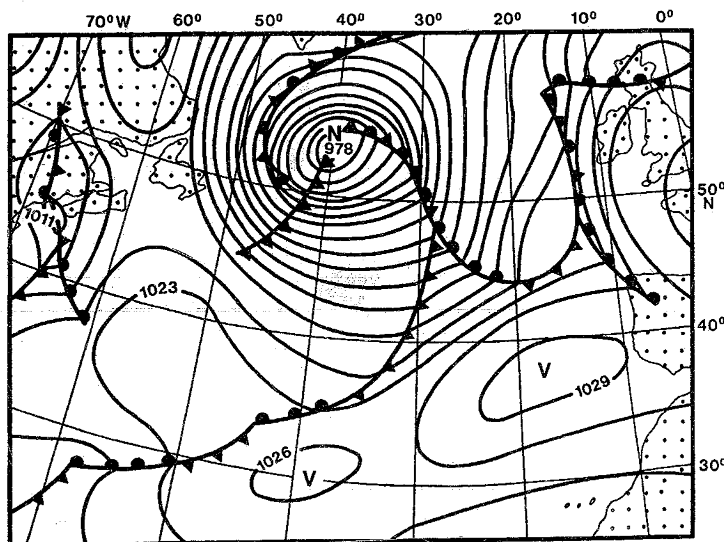
Na sl. 236. prikazana je sinoptička situacija 22. VI. 1954. nad sjevernim Atlantikom, zapadnom i sjevernom Europom te nad sjevernim dijelom Sjeverne Amerike. Budući da optimalni uvjeti za razvoj obitelji ciklona postoje nad oceanima, za primjer smo uzeli sjeverni Atlantik. Južno od polarne fronte (tj. atlantske polarne fronte) nalazi se azorski maksimum, u čijem se području jasno vidi velika suptropska anticiklona s tlakom > 1 032 hPa. Budući da je ljeto, prizemni tlak istočno od nje, nad srednjom i južnom Europom, postupno opada. Tlak je viši i na sjeveru od polarne fronte. Od Velikih jezera preko Newfoundlanda, Islanda do Skandinavije vrlo se lijepo vidi zona niskog tlaka, vidi se obitelj ciklona, čiji je razvoj točno u skladu s njihovom starošću. Matična ili centralna ciklona sa centrom iznad Islanda već se nalazi u fazi okluzije. To je matična ciklona obitelji ciklona čiji su članovi ciklone jugozapadno od nje u sve mlađoj fazi razvoja. Ciklona sa centrom južnije od Grenlanda već je sasvim razvijena, a ciklona sa centrom sjeverno od jezera Huron u najburnijoj je, »mladenačkoj« fazi razvoja.

Drukčiji razvoj može teći na toploj fronti, osobito kad već počne okluzija. Tada se može pojaviti poseban val ispred matične ciklone. Takva ciklona nastaje osobito onda kad je pred toplom frontom relativno hladan zrak, a njezin se razvoj istodobno ubrzava kad je gibanje prema istoku oslabljeno zbog otpora gorovitog kopna. To se posebno događa pod utjecajem Skandinavskoga gorja.

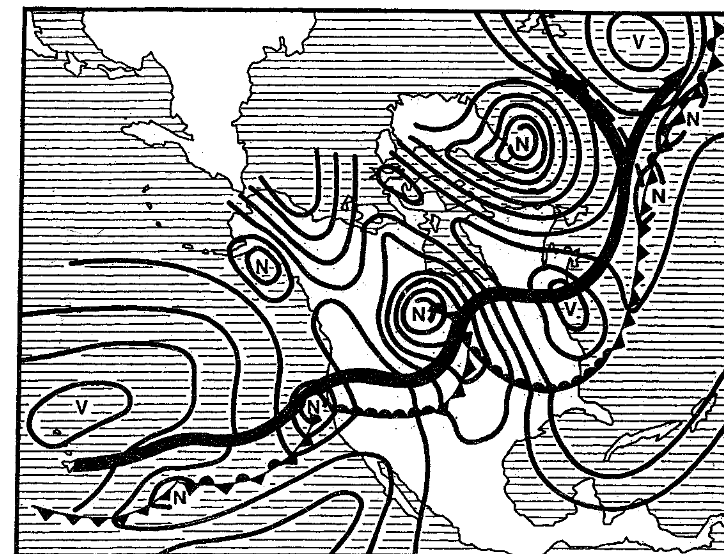
Za razvoj vremena u Europi, pa prema tome i u nas, vrlo je važna raspodjela tlaka, odnosno ciklonska aktivnost nad sjevernim Atlantikom. Zato neće biti suvišno upozoriti na još jedan detalj, odnosno na mogućnost još većeg kompliciranja u raspodjeli fronti. Takva je sinoptička situacija prikazana na sl. 237. Gibanje ciklona od zapada prema istoku može biti otežano, pa će se i nekoliko ciklona spojiti (moglo bi se govoriti o "slijevanju") u jednu veliku ciklonu. To ne nastaje samo slijevanjem ciklona jedne obitelji ciklona, nego pri tome mogu sudjelovati i ciklone iz više obitelji. Takva golema, vrlo duboka, najčešće malo pokretna (kvazistacionarna) ciklona također se naziva centralnom ili matičnom ciklonom, ali je ipak sinoptička situacija uglavnom mnogo kompliciranija nego u prikazanu slučaju (sl. 237.). Pokatkad može nastati i nad Skandinavijom ili Britanskim otocima. Održava se dugo, nerijetko i po nekoliko tjedana, a tlak u njezinu centru može pasti čak na 950 hPa, izuzetno još i niže. Takva centralna ili matična ciklona najčešće nastaje zimi nad sjevernim Atlantikom u području islandskog minimuma, a južno od nje su suptropske anticiklone u području azorskog maksimuma. U biti nešto slično postoji i na sjevernom Pacifiku u području aleutskog ili sjevernopacifičkog minimuma. Prosječno godišnje dolazi nad Europu 60–65 obitelji ciklona na polarnoj fronti. Nakon posljednje se ciklone u obitelji ciklona preko promatranog prostora razlije hladni zrak u kojemu nastaje velika hladna anticiklona.

Poslije ćemo vidjeti da se u gornjoj troposferi u umjerenim geografskim širinama izdvaja uski pojas (s kružnim presjekom) u kojemu je brzina gibanja zraka vrlo velika. To je mlazna struja, točnije, mlazna struja polarne fronte. Njezina je bitna karakteristika da meandrira (od sjevera prema jugu i obratno). Ako se ta struja prikaže u polarnoj projekciji, lako se može uočiti njezina valna priroda. Mlazna struja meandrira, na njoj nastaje nekoliko valova s vrlo velikom valnom duljinom.

Na sl. 238. shematski je prikazana jedna obitelj ciklona golemih razmjera, te njezin odnos prema mlaznoj struji. Ona puše od zapada prema istoku, a pred obalom Europe cijepa se na dvije grane, koje zaobilaze jednu golemu anticiklonu. Mlazna struja ne samo da meandrira u planetarnim dimenzijama, nego se lijepo vidi i postojanje valova manje valne duljine koji su superponirani na dugi val. Svakom prodoru hladnog zraka u nižoj troposferi odgovara dol u mlaznoj struji, a toplom sektoru ciklona odgovaraju bregovi na mlaznoj struji. Iznad najmlađe ciklone u obitelji ciklona, između Havajskih otoka i Sjeverne Amerike, mlazna je struja mnogo sjevernije od prizemne ciklone. S porastom amplitude u sljedećoj, istočnoj cikloni, mlazna struja jače zakreće prvo na sjever, pa na jug, ali se više približava centru ciklone na površini oceana. Ciklona nad srednjim dijelom Sjeverne Amerike već je u fazi okluzije, mlazna struja već vrlo jako meandrira (amplituda vala znatno se povećala). Mlazna struja »siječe« okludiranu frontu, a centar ciklone nalazi se sada sjeverno od mlazne struje, ali je ipak sjevernije od prizemnih fronti. Još istočnije, nad sjevernim Atlantikom, prva je ciklona, matična ciklona već posve nestala kao valni poremećaj, a od nje je ostao samo golem hladan vrtlog sa centrom kod Islanda. I u toj fazi mlazna je struja južno od središta okludirane ciklone. Mlazna se struja cijepa na dvije grane; lijeva grana skreće na sjever, a desna na jug oko velike anticiklone (blokirajuća anticiklona). U toj fazi mlazna struja slabi, a pokatkad čak posve iščezne.

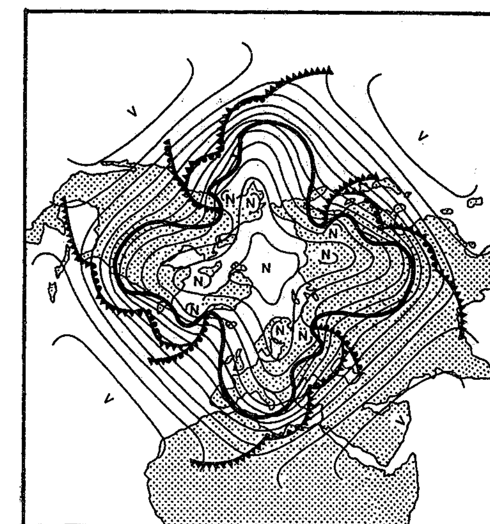


Sl. 237. Matična ili centralna ciklona te obitelj ciklona na sjevernom Atlantiku; prizemna sinoptička situacija (S. P. Hromov i L. I. Mamontova, 1955.)



Sl. 238. Shematski prikaz odnosa obitelji ciklona i mlazne struje polarne fronte (debela crta); tanke krivulje su izobare na površini Zemlje (J. Vederman, 1954.)

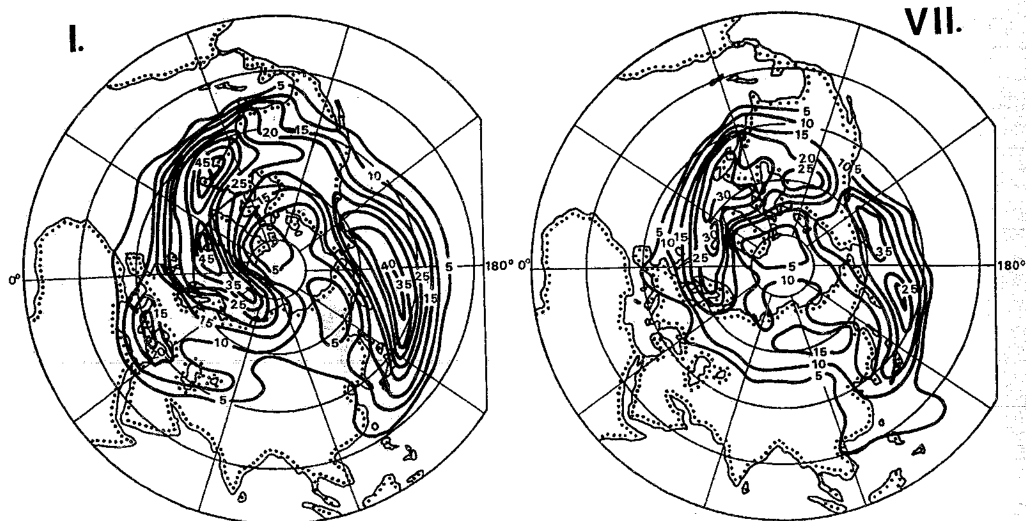
Na sl. 238. prikazana je jedna obitelj ciklona u jednom dijelu svijeta. Cjelovitu sliku toga izuzetno važnog procesa dobit ćemo ako promotrimo cijelu sjevernu hemisferu (sl. 239.). Opet je riječ o shemi, u zimskom dijelu godine. Vide se četiri obitelji ciklona (prva se pruža od Meksika preko Floride gotovo do Islanda, druga od Maroka preko istočnog Mediterana do Urala, treća se nalazi između Indijskog poluotoka i Kamčatke, a četvrta se pruža preko sjevernog Pacifika po sjevernoj periferiji sjevernopacifičkog maksimuma sve do zapadne Kanade), u kojima su matične ciklone u fazi okluzije, a najmlađe ciklone u obitelji ciklona tek se naziru kao valni poremećaji. Nigdje do sada nismo mogli vidjeti da polarna fronta opasuje cijelu Zemlju, nego se ona prekida. Upravo ti prekidi svojevrsni su »koridori« kroz koje polarni zrak prodire prema ekvatoru. Ukratko, svaka obitelj ciklona povezana je pri tlu s jednim dugim ili Rossbyjevim valom. Iako je prikaz shematski, tj. stvarna sinoptička situacija ne pokazuje takvu simetriju, vidi se da postoji neposredna veza između dugih valova, odnosno obitelji ciklona i geografske raspodjele kopna i mora. Polarni zrak – na slici je prikazano stanje u hladnom dijelu godine – prodire na jug preko kontinentskih masa Sjeverne Amerike i Euroazije. (Zaleđeno Sjeverno ledeno more i neka rubna mora imaju u biti termička svojstva hladnoga kopna.) Suprotno tome, tropski zrak prodire na sjever uglavnom nad oceanima i u području Sredozemnog mora. U stvarnosti su moguće sve druge kombinacije.


Sl. 239. Shema dugih valova i obitelji ciklona, Debela je krivulja polarna fronta na oko 5,5 km, tanke su krivulje izohipse izobarne plohe od 500 hPa (E. Palmén, 1951.)

1.6.3.3.1.1.4. *Geografska raspodjela ciklogenetskih područja i čestina prolaza fronta i ciklona.*

Vidjeli smo, prostorna diferencijacija jedna je od bitnih karakteristika geografske raspodjele svakoga klimatskog elementa i svih procesa u atmosferi, pa će tako biti i s raspodjelom ciklogeneze. To, dakle, znači da meteorološki uvjeti za postanak ciklona, odnosno obitelji ciklona (a to su u umjerenim širinama najvažniji od svih spomenutih poremećaja) nisu svagdje jednaki, ili još bolje rečeno, postoje dijelovi svijeta u kojima se stalno ili samo u jednom dijelu godine »roje« ciklone, područja gdje nastaju ciklone. Odande se gibaju u određenom smjeru, da bi konačno iščezle u drugim dijelovima svijeta. Postoji još jedna mogućnost, mogućnost regeneracije ciklona u nekim dijelovima svijeta, ili pak ciklone iz jednog područja mogu inicirati ciklogenezu u drugom dijelu svijeta. Geografska raspodjela ciklogeneze mora biti kvantitativna. Da se to postigne, utvrđuje se broj ciklona ili broj prolaza ciklona u određenom razdoblju na određenoj površini (omeđenoj paralelama i meridijanima na sinoptičkoj karti). Tako se doznaje frekvencija postanka ili prolaza centara ciklona u nekom prostoru. Na sl. 240. prikazana je čestina ciklona na sjevernoj hemisferi u reprezentativnim mjesecima za zimsko i ljetno razdoblje. Malo detaljnija analiza karata pokazuje zakonomjernost raspodjele ciklogeneze. Očita je činjenica da je broj ciklona veći zimi nego ljeti, iako ta razlika nije tako velika kako bi se u prvi mah možda pomislilo i očekivalo. Razlika u broju postanka ciklona doduše postoji, ali je ne manje važna činjenica da su one dublje, pokretljivije i dugotrajnije zimi nego ljeti. Drugo opće pravilo koje se isto tako lako može nazrijeti jest činjenica da je ciklogeneza koncentrirana nad oceanima, a slabija je nad kontinentima. Na ciklogenezu nepovoljno djeluje prevelika hladnoća. U zimskom dijelu godine zaleđeni su milijuni kvadratnih kilometara Sjevernoga ledenog mora, a na kontinentima se više mjeseci zadrži snijeg. To je konačni uzrok jakoga hlađenja zraka u donjoj troposferi, uzrok postanka vrlo hladnih anticiklona. Nezaleđena mora zimi su relativno topla, i tako u kontaktnom pojasu hladnoga kopna i toplog oceana postoje optimalni uvjeti za frontogenezu. Čestina pojave centara ciklona najveća je u širokom pojasu koji podsjeća na kružni vijenac; to je zona između suptropskog pojasa visokog tlaka i polarne kalote gdje je ciklogeneza svedena na minimum.

Zimi se ciklone najčešće pojavljuju u sjevernom Pacifiku u zoni sjevernopacifičkog minimuma, između istočne Azije i sjeverne pacifičke obale Sjeverne Amerike. Ciklone iz tog područja povremeno se »zalete« u istočnu Aziju, ali ne duboko, jer ih zaustavlja i skreće na more strujanje iz sibirskog maksimuma, a u Aljaskoj i Kanadi često ne mogu dublje prodrijeti u kopno zbog postojanja golemih Kordiljera i zato što do njih dopiru uglavnom u okludiranom stanju. Tek najdublje ciklone povremeno nadvladaju planinsku barijeru Kordiljera i regeneriraju u nizinama istočno od Stjenjaka.



Sl. 240. Čestina pojave centara ciklona na sjevernoj hemisferi u siječnju i srpnju u razdoblju 1923.–1932. god. (H. Pogosjan; izvor: B. P. Alissow i dr., 1956.)

Osim spomenutog procesa treba istaknuti važnost sukoba tropskog zraka s juga i vrlo hladnoga kontinenta, pa je nizinski dio Sjeverne Amerike između Stjenjaka preko Velikih jezera do Newfoundlanda prostor s vrlo čestom pojavom ciklona.

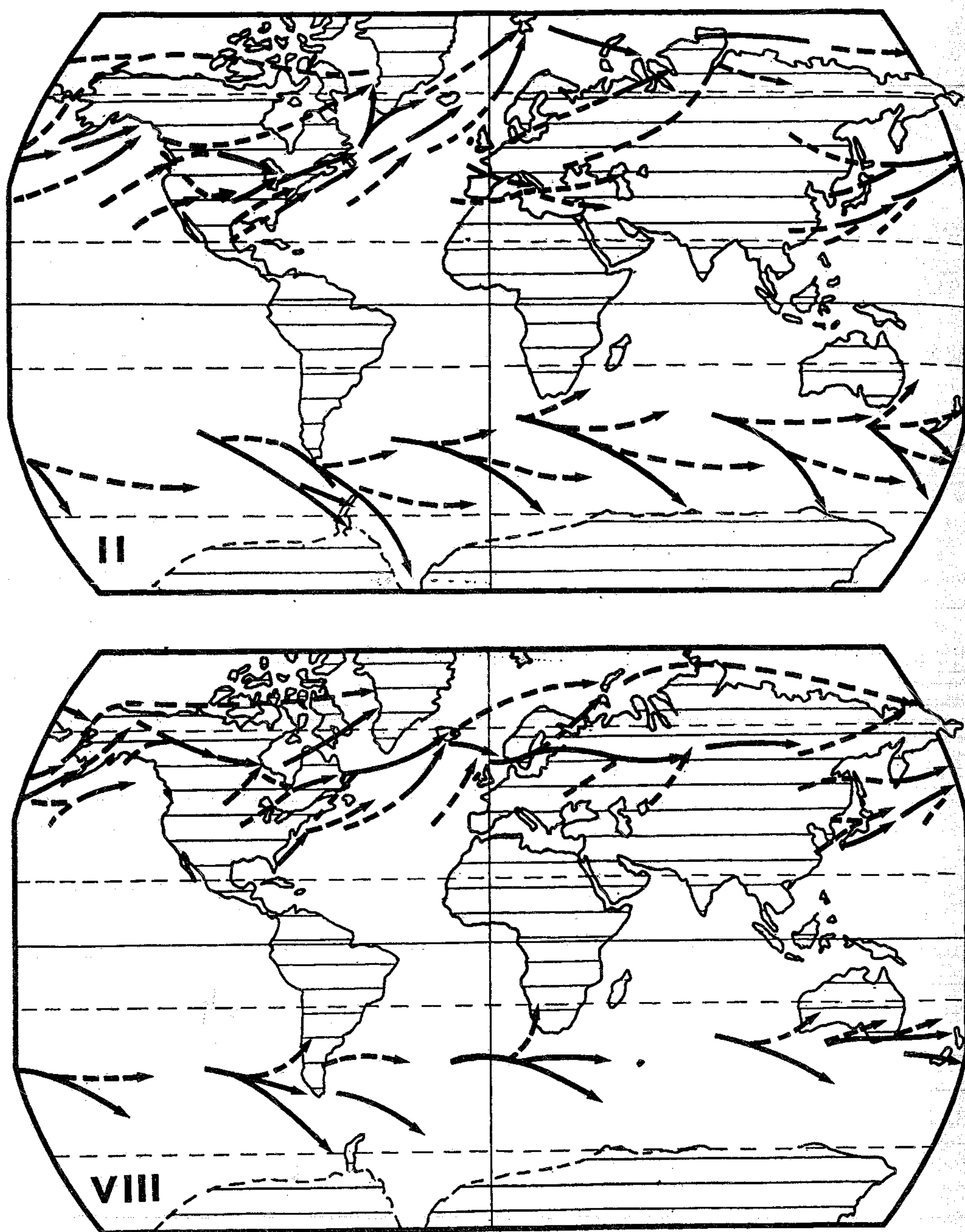
Treće područje česte pojave centara ciklona jest atlantski pojas od Newfoundlanda preko sjevernog Atlantika do Novaje zemlje. Između vrlo hladnog Grenlandskoga ledenog pokrova i zaleđenog centralnog Arktika i sjeverne Kanade s jedne strane te toploga sjevernog Atlantika postoji vrlo velik horizontalni gradijent temperature, a to je konačni uzrok vrlo živahne ciklogeneze. Na svom putu na istok ciklone okludiraju, pa najveći dio ciklona koje dospiju do europskog kopna dolazi u svojoj završnoj fazi razvoja. Ako se postanak ciklona poveže s Rossbyjevim (dugim) valovima, može se zaključiti da je sjevernoameričko i sjevernoatlantsko ciklogenetsko područje zapravo jedinstveno i ne bi se moglo oštro izdvajati u dva posebna područja.

Za nas je važno sekundarno ciklogenetsko područje u Sredozemnom moru (zajedno s njegovim rubnim morima), pa je tu zimi velika čestina pojave centara ciklona. Uzrok je postanka toga ciklogenetskog područja velik temperaturni kontrast između toploga Sredozemnog mora i hladnog zraka duboko u unutrašnjosti Europe iza planinskih barijera koje se nalaze uza sjevernu obalu Sredozemnog mora. Uglavnom se malo ističe da je ne manje važan temperaturni kontrast između toploga Sredozemnog mora i znatno hladnijega sjevernog Atlantika, odnosno između Mediterana i zraka koji sa sjevernog Atlantika preko zapadne Europe dolazi sa sjevera na zapadni Mediteran.

Ljeti je situacija drukčija, ali u cjelini ipak ne postoji bitna razlika. Grenlandski ledeni pokrov i zaleđen centralni Arktik i ljeti ostaju relativno hladni. Ljeti postaje relativno hladan i cijeli najsjeverniji dio Atlantika. Ipak, meridionalni se gradijent temperature smanjuje u odnosu prema zimi. Ciklogeneza se po intenzitetu »smiruje«, pojavljuje se manji broj ciklona, koje uglavnom nisu tako duboke kao zimi. Ciklone ljeti najčešće nastaju u višim geografskim širinama nego zimi, a u Sredozemlju se prestaju stvarati. Ako se pojave, onda mahom dolaze s Atlantika. Nestankom azijskog i sjevernoameričkog maksimuma, ciklone mogu dublje prodrijeti u kontinente ili pak nastaju mogućnosti postanka ciklona i duboko u unutrašnjosti kontinenata, zbog postojanja velikog termičkog kontrasta između relativno hladnih arktičkih zračnih masa i relativno vrlo toploga polarnog zraka s kontinenata na jugu. Treba primijetiti da se ciklonska aktivnost povećava s približavanjem obali Sjevernoga ledenog mora (vidi gušće izolinije uz obalu Sibira i sjeverne Kanade). Specifični uvjeti uzrok su beznačajne razlike u čestini pojave centara ciklona u Norveškom moru i Skandinaviji. Koliko se smanjuje ciklogeneza na polarnoj fronti, toliko se poveća ciklogeneza na arktičkoj fronti.

Veliku praktičnu važnost ima poznavanje *putanja* ili *trajektorija ciklona*, jer najveći dio padalina u izvantropskim širinama donose ciklone. Trajektorija ili putanja ciklone je put koji prijeđe centar ciklone od momenta postanka do momenta nestanka ciklone kao baričkog sistema.

Trajektorija jedne ciklone dobiva se spajanjem njezinog centra u raznim fazama njezina razvoja, odnosno u određenim vremenskim razdobljima. Čestina prolaza ciklona može se analizirati praćenjem putanja ciklona od njihova postanka do momenta nestanka. Putanje (trajektorije) niza ciklona grupiraju se u nekoliko srednjih putanja. Međutim, tom se metodom ne određuje koliko se dugo ciklona zadržava u određenom prostoru. Tako se već u samom početku zaključilo da putanje ciklona ipak nisu kaotične usprkos činjenici da su bolje upoznate putanje na sjevernoj nego na južnoj hemisferi. Ciklone se gibaju u određenim zonama, iako nerijetko izađu izvan njih. Uspoređujući geografsku raspodjelu putanja ciklona s geografskom raspodjelom frontalnih ploha, već se na prvi pogled opaža duboka podudarnost, odnosno kauzalna veza (sl. 241.). Ciklone najčešće nastaju u širokom pojasu na sukobu polarnih i tropskih zračnih masa, između 30° i 70° na sjevernoj hemisferi te u pojasu između 35° i 60° na južnoj hemisferi. Prije svega opaža se izrazita razlika između sjeverne i južne hemisfere. Ciklonska je aktivnost i ljeti i zimi jača na južnoj nego na sjevernoj hemisferi. Ciklone u rojevima nadiru od zapada prema istoku, ali su zbog jednostavnije raspodjele kopna i mora putanje ciklona na južnoj hemisferi jednostavnije nego na sjevernoj. Putanje ciklona ovise o raspodjeli tlaka (zaobilaze anticiklone; zato će ciklone teže prodrijeti u kopno zimi nego ljeti). Ako u nekom području postoje more i kopno, onda će ciklone ponajčešće nastaviti put preko mora, i konačno, ako se gibaju nad kopnom, preferirat će putanje nad prostranim ravnicama nego nad planinama. Iz toga se može zaključiti da će se putanje ciklona zimi spuštati prema ekvatoru, a ljeti će se povlačiti prema polovima, iako to jednostavno pravilo ne vrijedi baš uvijek, jer se ciklonski pojasi na obje hemisfere zimi proširuju, a ljeti suzuju. To je posebno uočljivo u južnoj Africi, na jugu Južne Amerike i u južnoj Australiji, gdje zimi dolaze ciklone s polarne fronte. Zato ti krajevi imaju maksimum padalina u zimskom dijelu godine. To isto



Sl. 241. Putanje ciklona u veljači i kolovozu; pune strelice prikazuju glavne putanje, a isprekidane strelice sporedne putanje (G. Rumney, 1968.)

vrijedi za krajeve s mediteranskom klimom na sjevernoj hemisferi, a u unutrašnjosti je kontinenata sve to kompliciranije.

Na sjevernoj hemisferi najveća razlika između ljeta i zime postoji u Sredozemlju i u širem području oko njega te u južnom dijelu pacifičke obale SAD-a.

Već smo upoznati s činjenicom da je Sredozemlje važno ciklogenetsko područje, ali samo u hladnom dijelu godine. Preko njega prolaze ciklone koje dolaze s Atlantika, ili pak, još ih više tu nastaje, a onda se kreću općim smjerom od zapada prema istoku, često i daleko od njegovih obala. (Zato krajevi na obalama Sredozemnog mora imaju maksimum padalina u hladnoj polovici godine.)

Ciklone koje nastaju nad Velikim ravnicama Sjeverne Amerike (zimi južnije, ljeti sjevernije) i nad sjevernim Atlantikom, gibaju se prema sjeveroistoku, odakle povremeno prodiru u Arktik ili u euroazijsku unutrašnjost (dublje ljeti nego zimi kad se teško savladava anticiklonska barijera).

I konačno, u ciklogenetskom području na sjeveru Pacifika postoje manje ili više ustaljene putanje po kojima se gibaju ciklone: od istočne Azije u širokom pojasu između obale i toplog Pacifika sve do Aljaske i pacifičke obale Kanade i SAD-a (gdje se zimi često spuštaju prema jugu, pa otuda zimske kiše u Californiji i susjednom području). Iz svega što je rečeno može se zaključiti da bi i na sjevernoj hemisferi putanje ciklona bile mnogo jednostavnije, tj. bile bi kao i na južnoj hemisferi kad ne bi bilo američkoga i euroazijskoga kopna koji – osim svega drugoga – utječu i na putanje ciklona.

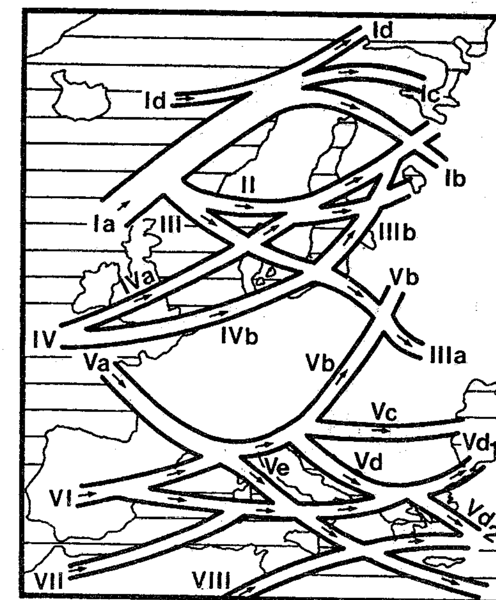
Ciklone se povremeno »zalete« i u duboku unutrašnjost Antarktičkoga ledenog pokrova, a najviše se koriste nižim reljefom između Istočnog i Zapadnog Antarktika, tj. ciklone u unutrašnjost toga ledenoga kontinenta prodiru najčešće iz Rossova i Weddellova mora.

Nas će specijalno zanimati putanje ciklona u Europi (sl. 242.). Iako je karta već prilično stara, većina smatra da je u biti točna, tj. da ni sva kasnija istraživanja nisu dala ništa principijelno novo. Zato se ona tako često reproducira u klimatološkoj literaturi da je moramo unijeti i u ovaj udžbenik. Putanje ciklona upućuju na osnovnu komponentu gibanja zapad-istok. Jedan dio ciklona dolazi s Atlantika, a drugi dio nastaje u Sredozemlju. Prikaz se odnosi na cijelu godinu. Kad bi se posebno promatrao topli i hladni dio godine, onda bismo najveću razliku konstatirali nad Mediteranom, a sjeverno od njega ne postoje bitne razlike.

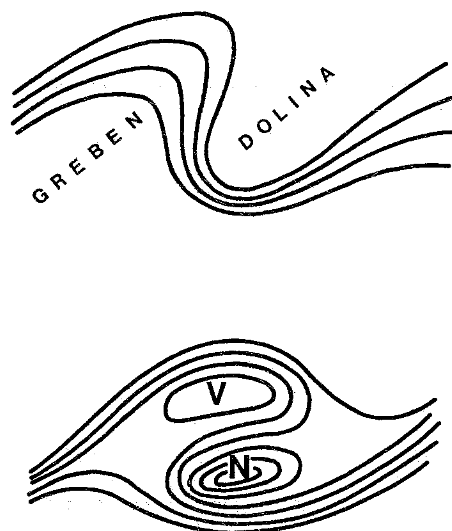
Pozornijim praćenjem putanja ciklona može se uvidjeti kako i u detaljima vrijede već spomenuta pravila da se ciklone češće gibaju nad morem nego nad kopnom. To osobito vrijedi za hladni dio godine (brojne putanje ciklona nad Norveškim, Sjevernim i Baltičkim morem, a na jugu nad Sredozemnim morem). Isto tako ciklone se koriste povoljnom reljefnom strukturom, pa se gibaju preko južnog dijela Velike Britanije, preko južne Švedske, zatim između Pireneja i Alpa, između Alpa i Apenina, između Alpa i Dinarida, preko Panonske zavale, Istočnoeuropskom ravnicom, Vlaškom nizinom itd. Za naše krajeve posebno su važni ogranci putanje *V* koja preko Padske nizine (između Alpa i Apenina!) vodi na sjeverni Jadran, odakle su moguće tri putanje: a) duž osi Jadranskog mora na jugoistok, b) preko Slovenije, Hrvatske i Panonskog bazena do Poljske i c) preko najnižeg dijela Dinarida dolinom Save i Dunava do Crnog mora.

1.6.3.3.1.2. Odvojene ciklone ili hladne kaplje. Prateći razvoj obitelji ciklona, zaključili smo da se taj kompleksni proces ne može razumjeti ako se ne prati što se istodobno događa u višim dijelovima troposfere. Tako smo došli do najuže genetske veze između obitelji ciklona i dugih valova, odnosno mlazne struje. Vidjet ćemo poslije da se amplituda Rossbyjevih valova toliko poveća da se u posljednjoj fazi raspadnu, tj. hladan zrak se otcijepi od njegove osnovne mase na sjeveru (na sjevernoj hemisferi), tj. masa hladnog zraka sa svih je strana opkoljena toplim zrakom. Za tu masu hladnog zraka, koja je otcijepljena od svog izvora, postoji niz naziva: odvojena ciklona, visinska ciklona, hladna kaplja, kaplja hladnog zraka, hladni minimum, otok hladnog zraka, termička dolina.

Moramo odmah spomenuti da je u biti riječ o izmjeni kontrastnih zračnih masa, dakle isto kao i kod »prizemnih« ciklona (sl. 243.). Ona je konačna



Sl. 242. Putanje ciklona u Europi, Sredozemlju i sjeveroistočnom Atlantiku; godišnji prosjek (W. J. van Bebber, 1894.)

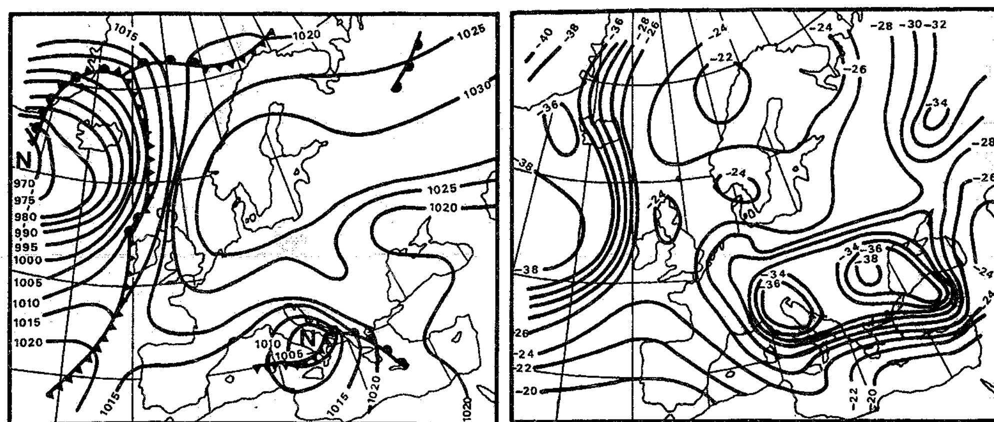


Sl. 243. Shema postanka visinske ciklone ili hladne kaplje (N) i blokirajuće anticiklone (V) na sjevernoj hemisferi; tanke krivulje su izobare (H. Flohn, 1960.)

posljedica meandriranja zonalne zapadne struje. U grebenu na sjever prodire topli zrak, a po (visinskoj) dolini hladni se zrak spušta na jug (»jezik« hladnog zraka). Kad je proces dovršen, izolirana masa hladnog zraka iznad 700 hPa, (tj. iznad 2,5 km) ostaje na jugu (odnosno, to je odvojena ciklona) i u njezinu je području niski tlak s jakom ciklonskom cirkulacijom oko hladnog centra, a izolirana je masa toplog zraka na sjeveru okružena hladnim zrakom; u njoj je visoki tlak. To je tzv. visinska anticiklona ili kaplja toplog zraka. Za hladnu je kaplju važno to što su izobare na visini kružne, a na površini Zemlje – nisu. Visinska ciklona sporo se premješta, pa se održi i više dana (u ekstremnim slučajevima čak i 10 dana), nebo je danima prekriveno oblacima iz kojih najčešće s prekidima padaju slabe padaline (ljeti su moguće grmljavinske nepogode). Ona konačno nestaje zagrijavanjem podloge. Na visinskoj sinoptičkoj karti ističe se centar niskog tlaka, a na prizemnoj sinoptičkoj karti nema jasno određenog centra tlaka, odnosno najčešće nema ni traga zatvorenim, ciklonskim izobarama. čak i suprotno, pri tlu se pokatkad nalazi anticiklonski vrtlog, koji s vremenom prijeđe u ciklonski vrtlog.

Potrebno je spomenuti da se smatra da ciklona može nastati: a) od nestabilnog frontalnog vala i b) nestabilnim razvojem visinske doline. Vrlo je često riječ o kombinaciji obaju procesa, a sve su duboke ciklone čini se, bez izuzetka takva »dvostrukog« postanka. Još jednom vidimo kako su difuzne granice između srodnih procesa u atmosferi, odnosno podjela ciklona na frontalne i visinske ciklone (kako smo i mi usvojili) više je formalna nego što bi bila genetski opravdana. Još veće teškoće oštrog podvajanja tih procesa nastaju i zato što se visinske ciklone na sjevernoj hemisferi najčešće pojavljuju u pojasu 30–50° N, njihov broj nije nipošto malen, a katkad se pri tlu može pojaviti fronta.

Na sl. 244. prikazane su visinska ciklona i odgovarajuća sinoptička situacija. Nastala je prodorom hladnog zraka na jug iza hladne fronte. U početnoj fazi razvoja, nad Atlantikom je bila zonalna cirkulacija, koja je u obalnoj zoni prešla u meridionalnu cirkulaciju. Hladni je zrak pritjecao preko zapadne i srednje Europe na jug. Za kompenzaciju je topli zrak prodro preko sjeveroistočnog Atlantika prema Skandinaviji. Tako se konačno visinska anticiklona



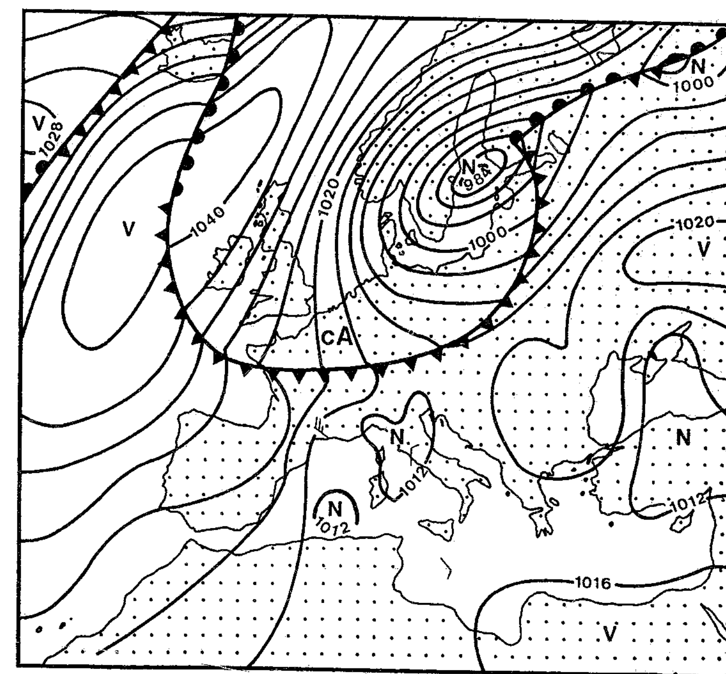
Sl. 244. Visinska ciklona nad našim krajevima; lijevo: prizemna sinoptička situacija 12. III. 1956. u 1 h; desno: temperatura na 500 hPa (oko 5,5 km) istog dana u 04 h (M. Robavs, 1957., pojednostavnjeno)

otcijepila nad Skandinavijom kao i kaplje hladnog zraka nad srednjom i južnom Europom, pa je na visini od 500 hPa plohe 12. III. u 04 h na 67° N bila najniža temperatura –22 °C, a na 45° N (tj. 22° južnije!) najniža je temperatura iznosila –37 °C (tj. 15 °C manje). Kaplja hladnog zraka nastala je iza hladne fronte, koja je prošla preko naših krajeva, a iza nje se nad zapadnom Europom razvila anticiklona koja se 12. III. spojila s anticiklonom nad jugoistočnom Europom. Na visini se hladna dolina pružala od sjevera europskog dijela ZND-a preko Ukrajine do sjevernog Sredozemlja. Zbog djelovanja toplog zraka u visinskoj anticikloni nad Skandinavijom i visinskoga grebena istočno od Crnog mora, hladni se zrak u dolini otcijepio u izoliranu kaplju hladnog zraka, koja se rascijepila na dva dijela. Istočni dio gibao se preko Ukrajine na sjeveroistok, a zapadni se dio nalazio iznad Alpa, Karpata, sjevernog Jadrana, sjeverozapadne Hrvatske te Slovenije i sjeverne Italije. S dolaskom te zapadne jezgre hladnog zraka nad toplo more, nad Đenovskim je zaljevom 11. III. nastala ciklona. Do 15. je III. ciklona iz Đenovskog zaljeva odmakla preko Jadranskog mora na jugoistok, a anticiklona je nad zapadnom i sjevernom Europom ojačala. Taj je razvoj našim krajevima donio samo manje količine padalina jer je zrak bio prehladan.

1.6.3.3.1.3. **Orografske ili zavjetrinske depresije.** Ako neka jaka struja zraka naiđe na neki planinski lanac (npr. Alpe, Kavkaz, Atlas itd.) ili na veliki otok (npr. na Madagaskar), koji se pružaju više ili manje okomito na zračnu struju, u njoj se mora pojaviti deformacija strujnog polja. Nailazeći na reljefnu barijeru, na privjetrini zrak zastane, nastoji zaobići barijeru ili prijeći preko nje. Istodobno u zavjetrini tlak zraka pada; tako nastaje orografska ili zavjetrinska depresija. Vertikalno gibanje zraka na privjetrini pod utjecajem planinske barijere uzrokuje lateralnu ekspanziju. Zato se pojavljuje tendencija da se nad grebenom planinske barijere razvije divergencija i anticiklonska zakrivljenost izobara iznad grebena, te konvergencija i ciklonska zakrivljenost izobara u zavjetrini.

Kako će se razvijati zatvoreni sistem niskog tlaka u zavjetrini, ovisi o karakteristikama zračne mase i veličini planinske barijere na koju nailazi. U kasnijoj fazi razvoja obično nastaju fronte, i tako zavjetrinska depresija prelazi u ciklonu (ali to onda nije valna ciklona).

Na sl. 245. prikazan je postanak zavjetrinske depresije južno od Alpa. Svi su potrebni uvjeti za njezin postanak ispunjeni. Jaka struja kontinentskoga arktičkog zraka brzo prodire na jug (inače, može biti i polarni zrak), i već prije nego što je hladna fronta prešla Alpe, južno od njih nastala je zavjetrinska depresija. Jedan je njen centar sjeveroistočno od Korzike, a drugi, manji, pred obalom Alžira. Zavjetrinske depresije najčešće nastaju nad Tiren-



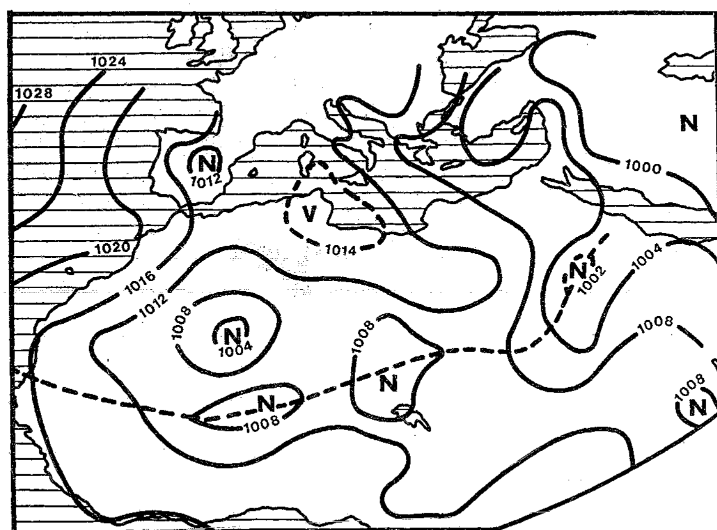
Sl. 245. Postanak orografske ili zavjetrinske depresije južno od Alpa 3. I. 1954. god. (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

skim morem, ali mogu nastati u bilo kojem dijelu zapadnog Mediterana sve do Balearskih otoka. Takva sinoptička situacija najčešće ne traje dugo. Nakon prijelaza fronte preko Alpa, ili ako polarni ili arktički zrak zaobiđe Alpe, stvara se frontalna cirkulacija, a zavjetrinska depresija nestaje i postaje dio novoformirane ciklone.

1.6.3.3.1.4. **Termičke depresije.** U određenom području u nekoj zračnoj masi može nastati polje niskog tlaka u kojemu nema frontalne plohe. Iz samog se naziva može zaključiti da je riječ o baričkom sistemu koji nastaje samo u najtoplijem dijelu godine iznad kontinenata, kao posljedica diferenciranog zagrijavanja pojedinih dijelova kopna u smirenim vremenskim situacijama. Karakteristično je da su njihove horizontalne dimenzije vrlo različite, a suprotno tome njihove su vertikalne dimenzije relativno malene. Najpoznatije termičke depresije nastaju ljeti iznad Sahare (termičku depresiju iznad istočne Sahare neki nazivaju sudanskom depresijom), jugozapadne Azije, pa sve do sjeverozapadnog dijela Indijskog poluotoka. (Tu termičku depresiju velikih razmjera neki nazivaju azijskom monsunskom depresijom, a drugi »Karachi-depresijom«). Zatim, termičke se depresije pojavljuju u Sjevernoj Americi iznad Arizone, u Australiji i južnoj Africi samo iznad najtoplijih područja. Prema tome, termičke bi depresije bile sinoptički sistemi (prostorno i vremenski oštro definirani) i ne bi ih trebalo brkati sa spomenutim golemim poljima niskog tlaka (minimumi), koja nastaju ljeti nad kontinentima, a zapravo su statističke tvorevine, tj. odraz su srednje raspodjele tlaka u duljem razdoblju (srpanj ili čak i cijelo ljeto). U istom smislu ne bismo preuzeli mišljenje nekih autora koji smatraju da termičke depresije nastaju zimi nad toplim morem (cijeli Mediteran, sjeverni Atlantik, sjeverni Pacifik itd.). Već znamo da su to statističke tvorevine (i da se nad spomenutim područjima stalno smjenjuju ciklone i anticiklone). Za njih upotrebljavamo termin minimum.

Ako u zraku ima dostatno vodene pare, onda u termičkim depresijama vrlo jako zagrijavanje od podloge može pokatkad inicirati razvoj kratkotrajnih i slabih konvekcijskih nepogoda. Više kiše može biti npr. u sjeverozapadnom dijelu Indijskog poluotoka ako se termička depresija spoji s tropskom depresijom (ili monsunskom depresijom, kako se ondje naziva) u kojoj ima mnogo vodene pare. Tako nastaju intenzivne konvekcijske kiše. Ako je termička depresija manja, onda uglavnom nestaje noću, a ako je velika, onda se zadrži i noću, ali je i tada, kao i danju, ograničena samo na donji dio troposfere, a iznad nje može biti prostrano polje visokog tlaka s jakom supsidencijom na 700 hPa (oko 3 km) i iznad toga. Ako u termičku depresiju naglo prodre hladni zrak, može nastati frontalna ploha, a termička depresija prelazi u frontalni poremećaj, u ciklonu. Na sl. 246. vidi se prostrana termička depresija nad srednjom Saharom, sjeverno od intertropske fronte. Druga vrlo velika termička depresija prekriva čitav Arapski poluotok. Sredina je ljeta pa je termička depresija nastala i nad Pirenejskim poluotokom, ali su njezine dimenzije manje u usporedbi s prijašnjim primjerom.

Termičke depresije druge vrste, drukčijeg postanka, zimi pokatkad nastaju u hladnoj polarnoj i



Sl. 246. Prizemna sinoptička situacija 22. VII. 1959. god. u 12:00 h UTC u sjevernoj Africi; isprekidana je krivulja ekvatorska fronta (A. Gilchrist, izvor: D. H. Johnson, 1965.)

...ktičkoj zračnoj masi kad se spuštajući na jug po istočnoj periferiji grebena visokog tlaka ili iza okludirane matične ciklone naglo dođe na relativno toplo more, gdje se brzo zagrijava od podloge. Donji se slojevi labiliziraju, pa nastaju intenzivne dnevne i noćne padaline (v. sl. 236. zapadno od Skandinavije i na sl. 238. južno od Aljaske).

1.6.3.3.1.5. **Tropske depresije.** Zadovoljavajući rezultati koje je dala teorija bergenske škole o postanku ciklona na polarnoj fronti odmah su se nastojali primijeniti i u drugim dijelovima svijeta. Primjena na antarktičku i arktičku frontu nije prouzročila nikakve ozbiljne teškoće. Zato su se ti rezultati htjeli iskušati i u tropima. U početku je išlo vrlo teško jer su umjerene širine bile neusporedivo bolje istražene, a u tropima je postojala vrlo rijetka mreža postaja, pa se jedva raspolagalo nekim podacima. Situacija se bitno popravila za vrijeme Drugoga svjetskog rata i poslije njega, a osobito u nekoliko posljednjih godina općim ubrzavanjem istraživanja atmosfere. Postoji li ekvatorska fronta koja bi se barem po nečemu mogla usporediti s polarnom frontom? Ako eventualno postoji ekvatorska fronta, postoje li na njoj poremećaji koji bi u biti bili slični ciklonama na polarnoj fronti? Kao i uvijek u sličnim slučajevima, jedni su bili za direktnu primjenu rezultata bergenske škole o polarnoj fronti i valnim poremećajima na njoj, a na drugoj su se strani javili oni koji su potpuno odbacili bilo kakvu korist od primjene rezultata istraživanja sličnih procesa u umjerenim širinama. Jedno je posve sigurno: klimatski uvjeti u tropima, a specijalno neposredno uz ekvator, toliko se razlikuju od klimatskih uvjeta u umjerenim širinama da je bila potrebna velika opreznost i dugotrajno iskustvo. Čini se da se još jednom potvrdilo staro pravilo kako nisu u pravu zastupnici ekstremnih stajališta i kako je istina negdje u sredini. Budući da je riječ o drukčijoj sredini, potrebno je modificirati »izvantropska« shvaćanja i prilagoditi ih takvim uvjetima. Staro i »strano« iskustvo koristilo je samo do stanovite granice, pa se moralo unaprijediti u novoj sredini, u novim uvjetima, ne izbjegavajući pomisao da je pokatkad možda riječ o nekim procesima koji su specifični samo za trope.

Kao i izvan tropa, tako i u tropima postoji više vrsta poremećaja u atmosferi, koji mnogo utječu na razvoj vremena. Bitno je da se najčešće – izuzetak su tropski cikloni, tj. tajfuni, harikeni itd. – teško otkrivaju na sinoptičkoj karti, jer je razlika od 2 hPa između ucrtanih izobara prevelika. Većinom postoji malen horizontalni gradijent tlaka, a još su manje horizontalne promjene temperature, osobito ako se poremećaj prati samo na moru ili samo na kopnu. Zato ih je najlakše identificirati u obalnom području. Najvažnije je obilježje tropskih depresija da su one praćene vrlo razvijenim sistemom oblaka, pa su količina kiše i smjer vjetra praktički jedini indikatori prema kojima se lako može utvrditi njihovo postojanje. Ta je činjenica važnija zato što je klimatska važnost tropskih depresija mnogo veća nego mnogo rjeđih, ali silno destruktivnih tropskih ciklona.

Horizontalni je gradijent temperature u tropskim depresijama malen, pa frontalna ploha – ako uopće postoji – nije oštra, a o podjeli na toplu i hladnu frontu nema ni govora. Bitna je količina vodene pare u zračnim masama s obje strane ITF-a odnosno važno je, je li zračna masa suha ili vlažna. Zato na sinoptičkim kartama jedni autori ucrtavaju intertropsku (ili ekvatorsku) frontu, a drugi ne. To je razlog što neki radije upotrebljavaju termin ploha diskontinuiteta ili zona konvergencije nego fronta. Bitna karakteristika tropskih depresija jest malena razlika u tlaku između njezina centra i periferije (nad oceanima je katkad zatvorena samo jedna izobara). Upravo zbog malenog horizontalnog gradijenta tlaka i nepostojanja fronte u »našem« smislu riječi, za te ćemo poremećaje upotrebljavati termin – tropske depresije (a ne tropske ciklone, kako bi se izbjegla terminološka konfuzija, kako se ne bi miješale tropske ciklone i tropski cikloni.) Tako razlikujemo slabe – u baričkom smislu – tropske depresije i strahovito razorne tropske ciklone. Iz toga proizlazi direktna posljedica: Sistem zračnog strujanja slabo je razvijen, nije uvijek lako nazrijeti spiralni sistem strujanja, a brzina vjetrova nije velika (do 34 čvora). Tropske depresije kao cjeline polako se gibaju (od istoka prema zapadu!) ili se po nekoliko dana zadržavaju nad jednim područjem. Jedno se može smatrati posve sigurnim: tropske se depresije moraju genetski povezati s intertropskom konvergencijom, a to znači da se pojedinačno ili u nizovima nalaze na njoj (vidi takve tri tropske depresije na ITF u Africi na sl. 246.). U tropskim depresijama sigurno je da je konvekcija vrlo burna (pa se tropske depresije u određenom smislu, ako već treba, lakše mogu usporediti s ciklonama nad kopnom u umjerenim širinama u najtoplijem dijelu godine nego s »klasičnim« ciklonama bergenske škole).

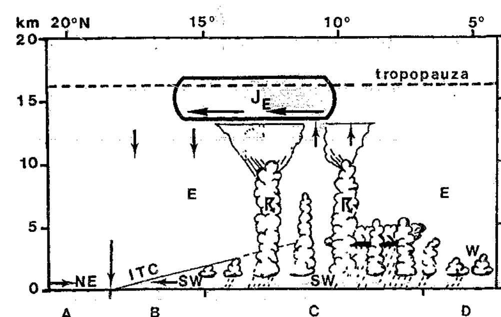
Počet ćemo sa sjevernom Afrikom (sl. 246.) jer je tu ekvatorska fronta vrlo izrazita. Ljeto je, pa je termički ekvator, a s njim i pojas ekvatorskoga niskog tlaka daleko na sjeveru (izobara od 1 016 hPa jednim je dijelom uz obalu Gvinejskog zaljeva, a zatim prelazi dalje na jug), tj. tlak pada od ekvatora prema sjeveru. Iz rijetke raspodjele izobara razabire se malen horizontalni gradijent tlaka. U toj zoni najnižeg tlaka, daleko na sjeveru od ekvatora, nalazi se intertropska fronta, koja je relativno oštro defini-

rana; sjeverno od nje puše vrlo vruć i suh istočni i sjeveroistočni vjetar (pasat), a južno od nje puše nešto svježiji, ali (to je bitno!) vrlo vlažan zrak koji kao jugozapadni vjetar struji s Atlantika (Gvinejski zaljev). Dalje na istoku pritječe vlažan zrak s Indijskog oceana, tako da je intertropska konvergencija prisutna sve do Crvenog mora. Na slici se vide tri tropske depresije koje su zatvorene samo s jednom izobarom.

Strujanje je u tim tropskim depresijama specifično, pa je i raspodjela kiše »neočekivana«. To se najbolje može vidjeti na sl. 247. Sjeverno od intertropske konvergencije (*A* na sl. 247.) je *suhi* zrak s intenzivnim vedrinama ili suhom mutnoćom. U tom dijelu puše sjeveroistočni pasat. Neposredno južno od ITC-a koji je nagnut od juga prema sjeveru, odnosno koji se izdiže prema jugu (*B* na sl. 247.) nalazi se sloj *vlažnog* atlantskog zraka čija se debljina povećava prema ekvatoru. U tom sloju vlažnog zraka pušu južni i jugozapadni vjetrovi. Tu se pojavljuje slaba konvekcija, jer je sloj vlažnog zraka tanak, a iznad njega je inverzija temperature, pa od oblaka nastaju samo razbacani kumulusi. U području *C*, 300–1 200 km južno od ITC-a već se nalazi deblji sloj maritimnog zraka, inverzija iščezava, pa je moguć razvoj jakih kumulonimbusa u nizovima. Tu puše jugozapadni vjetar, a još nešto južnije je pojas jake naoblake s dugotrajnim, ali relativno slabijim kišama. U pojasu *D*, i južnije od ekvatora, pa čak i na južnoj hemisferi, ekvatorski (monsunski) je zrak opet stabilan, pretežu stratokumulusi s malo kiše. Iznad područja gdje je najdeblji sloj labilnoga atlantskog zraka jest tropska istočna mlazna struja (J_E). Ukratko, s juga prodire klin vlažnog zraka, a iznad njega puše suhi istočni vjetar (pasat). Intenzivnija kiša pada 300-400 km *južnije* od prizemnog položaja intertropske konvergencije.

Idealno područje za razvoj tropskih depresija je južna i jugoistočna Azija. Postoji razlika prema opisanoj shemi u sjevernoj Africi, jer na Indijskom poluotoku i u jugoistočnoj Aziji treba lučiti dva dijela; suhi, najzapadniji dio te ostali vlažni dio. Razmotrimo najprije kakva je situacija ljeti u najzapadnijem dijelu, iznad Pakistana i sjeverozapadne Indije. Iznad tog područja ljeti prolazi intertropska konvergencija, pa se tu razvija veliko polje niskog tlaka (termički minimum, odnosno termičke depresije, ako se poslužimo sinoptičkom terminologijom), a po intertropskoj fronti povremeno prolaze i tropske depresije. Kako to da je to područje aridno usprkos pritjecanju maritimnog zraka? Da bismo to razumjeli, potrebno je pozorno razmotriti sl. 248. Usprkos stanovitim manjim razlikama, usporedba sa sl. 247. pokazuje da ne postoji principijelna razlika između ljetnog strujanja u suhom sjeverozapadnom dijelu Indijskog poluotoka i nad južnom Saharom. Sjeverno od ITF-a nalazi se vrlo suh i vruć zrak koji dolazi iz sjevernoga kvadranta, a u obliku klina izdiže se na vlažni monsunski zrak čija debljina raste prema jugu i istoku. Suhi kontinentski zrak se spušta (jer je to područje suptropskih anticiklona, a termičke depresije ograničene su samo na donju troposferu!), nastaje inverzijski sloj, pa se od Karachija do Veravala i od Peshawara do sjeverozapadno od Delhija (Dilli) ne može razviti jača konvekcijska naoblaka. (Aridnost toga kontinentskog zraka povećava se i adijabatskim zagrijavanjem zraka koji se spušta s gorja u zapadnom dijelu Pakistana u dolinu Inda.) Kumulonimbusi s jakim kišama nastaju tek ondje gdje je vlažna monsunska zračna masa dostatno debela, odnosno gdje zahvaća veći dio troposfere. Sporadične jače kiše na sjeverozapadu Indijskog poluotoka padat će samo onda kad se ITF povremeno »zaleti« dalje od svoga prosječnog položaja. Vlažni zrak u donjim slojevima suši se prodiranjem u taj najtopliji dio Azije, pa i to pridonosi udaljavanju od rosišta. Slabija kiša pokatkad nastaje u području jače konvekcije iznad najjače zagrijane podloge. Tako kiše nema u području najnižeg tlaka u Aziji, a pada ondje gdje je tlak u prosjeku mnogo viši, a temperatura niža. U biti slično postoji i na sjevernoj obali Arapskog mora sve do Afrike. Sloj vlažnog zraka je pretanak, pa su sve to suhi krajevi usprkos činjenici da tu prolazi ITF.

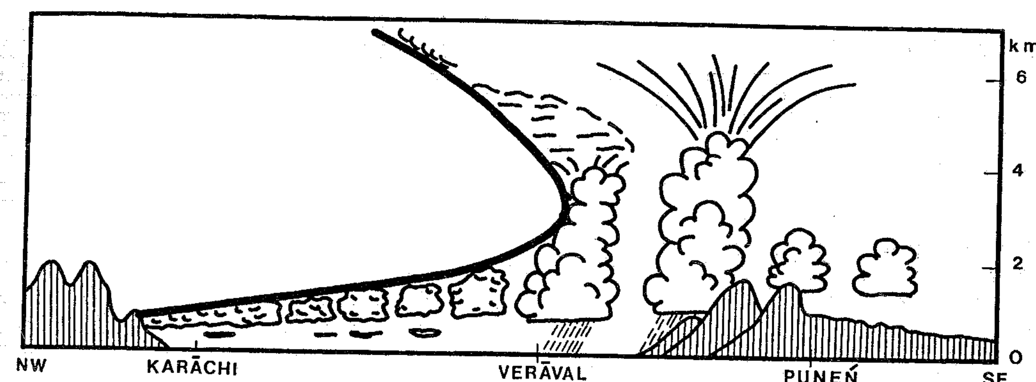
Sasvim je drukčije na istoku gdje je vlažna monsunska zračna masa debela više kilometara. Intertropska konvergencija nalazi se u Hindustanu, a kao i svagdje drugdje, njezin položaj nije statičan, nego se stalno pomiče na sjever ili se povlači na jug. (Taj dio ITC-a toliko je važan za Indijski potkontinent da ga nazivaju monsunskom dolinom, koja jako »privlači« vlažni zrak s Indijskog oceana.) Dakako, i na tom dijelu ITC-a nastaju tropske depresije, ali su uvjeti drukčiji, pa one donose obilne kiše.

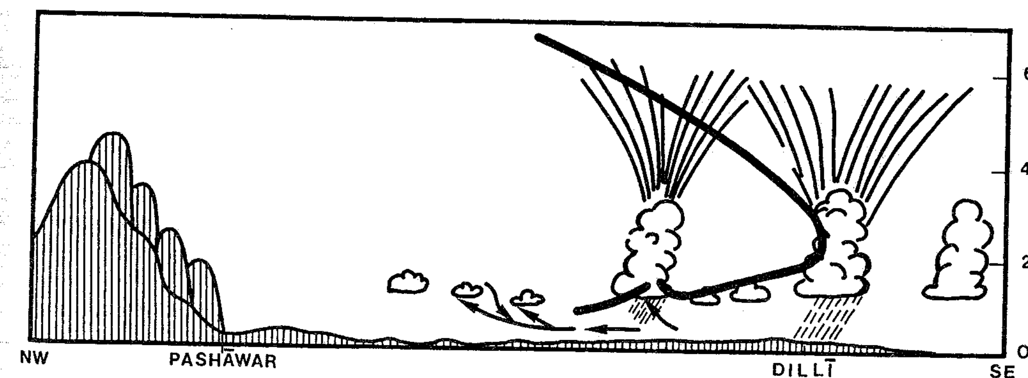


Sl. 247. Shematski presjek kroz atmosferu u sjevernoj Africi u srpnju i kolovozu (H. Flohn, 1963.)

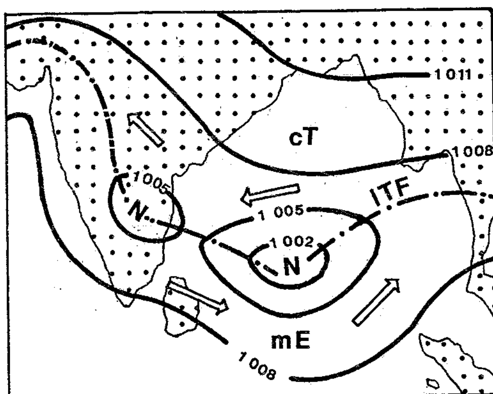
Na sl. 249. prikazane su dvije takve tropske depresije na ekvatorskoj ili intertropskoj fronti (ITF). Nastale su u fazi prodiranja intertropske fronte na Indijski poluotok, tako da je sjeverni dio poluotoka još bio pod utjecajem suhe kontinentske tropske zračne mase. Kao i većina ostalih tropskih depresija u tom dijelu svijeta, nastale su u Bengalskom zaljevu ili još istočnije i gibaju se (ili će se gibati) preko Indijskog poluotoka na sjeverozapad. Zapadnija depresija već je zašla na kopno gdje postoje slabiji uvjeti za njezin razvoj (smanjenje pritjecanja vodene pare iz podloge, odnosno s kopna; povećanje trenja s podlogom). Istočnija depresija mnogo je veća (zatvorile su se dvije izobare), sva je iznad mora pa je moguće stalno pritjecanje mnogo vodene pare, vjetar je jači jer je slabije trenje s podlogom. Premještanje obiju tropskih depresija prema zapadu olakšano je postojanjem polja niskog tlaka nad Pakistanom i dalje na sjeverozapadu. Najjače kiše padaju u jugozapadnim sektorima tropskih depresija, a praćene su jakim vjetrovima. H. Riehl (1954.) je čini se prvi utvrdio činjenicu da se u tropskim depresijama izdiže sav zrak, a u ciklonama se u umjerenim širinama izdiže samo tropski zrak, a polarni se potkopava ispod njega. Tako se u tropskoj depresiji nerijetko izlije golema količina kiše na promatranu prostoru, pa otuda i poznate poplave u monsunskoj Aziji i drugdje gdje postoji ITC.

Kao što se to često događa, poslije se pokazalo da je to u biti točno, ali je struktura takvih poremećaja ipak kompliciranija. Tropska depresija nije jedinstven sistem s uzlaznim strujanjem (kao neki golemi stupac zraka koji se izdiže, a sa strane bi pritjecao zrak), nego se ona sastoji od nekoliko elementarnih stanica niskog tlaka, u kojima je tlak još niži nego u neposrednoj okolici. To bi upućivalo na zaključak da se tropska depresija sastoji od nekoliko »stupaca« s vrlo jakim uzlaznim strujama u čijem uskom području pada jaka kiša, a između njih se nalaze »bunari« sa silaznim gibanjem zraka (v. sl. 267.). Tropska depresija nije jedinstveno područje u kojemu kiša pada više-manje jednoliko na čitavom zahvaćenom području. U tijeku ljetnog monsuna kiše se najčešće povezuju s tropskim depresijama





Sl. 248. Struktura intertropske fronte na sjeverozapadu Indijskog poluotoka; prosječno stanje u ljetnim mjesecima. Debela krivulja pokazuje frontalnu plohu (J. S. Sawyer, 1947. pojednostavnjeno)



Sl. 249. Prizemna raspodjela tlaka i vjetra nad Bengalskim zaljevom i Indijskim poluotokom za vrijeme prolaza dviju tropskih depresija na intertropskoj fronti. Takva je situacija moguća početkom ljeta kad intertropska fronta još nije prodrla na sjever Indijskog poluotoka gdje još dominira suha kontinentska tropska zračna masa. (Izvor: G. Trewartha, 1954.)

kao cjelinama, te s intenzitetom monsunske struje i lokacijom visinske doline. S vremenom se pokazalo da to samo upućuje na mogućnost kiše u nekom većem području, ali je vrlo teško točnije predvidjeti područja gdje će padati jaka kiša. Tropska depresija nije jednostavan poremećaj; ona ima svoju suptilnu strukturu s vrlo kompliciranim vertikalnim strujanjem, koja se neprekidno nalazi u stanju burnog razvoja, stalno nastaju i nestaju jaki vrtlozi nižeg reda veličine, tj. elementarne stanice niskog tlaka koje donose najveći dio kiše. Ako se tropska depresija zadrži nad nekim krajem više dana, kiša neprestano pada. Tako nastaju silne poplave koje teško pogađaju te krajeve.

1.6.3.3.1.6. **Istočni valovi ili valovi u pasatima.** U tropima, i to nad prostranim oceanima, s dominantnim istočnim strujanjem, vrlo su važni poremećaji u obliku tzv. istočnih valova, valova s velikom valnom duljinom, a relativno malenom amplitudom. Njihov razvoj ne stane uvijek na tome, nego istočni valovi često prelaze u tropske poremećaje; u njima se – nakon formiranja zatvorenoga vrtložnog sistema – pojačava strujanje, pa se tako razvijaju tropske depresije, zatim još jače tropske oluje, a pokatkad čak i tropski cikloni (harikeni, tajfuni itd.). Čini se da se to događa onda kad istočni val na velikoj visini naiđe na anticiklonu. Ona svojom cirkulacijom pojačava konvergenciju i vrtložnost u donjim slojevima troposfere. Istočni se valovi pojavljuju prosječno svakog trećeg dana, imaju valnu duljinu 1 000–2 000 km, a amplituda im je znatno manja. Ti se valovi brzo gibaju od istoka prema zapadu. Promjena tlaka zraka je neznatna, pa se ti valovi lakše otkrivaju po promjeni smjera vjetra, ali prije na visini nego na površini Zemlje. Na prizemnoj sinoptičkoj karti identificira se kao dolina koja se pruža meridionalno i okomito na izobare. Ispred istočnog vala, dakle na zapadu, nalazi se divergentno polje s vedrim nebom ili sa slabom raskidanom naoblakom. Na istoku, iza dola istočnog vala, konvergentno polje strujanja je s jakom naoblakom i kišom. Kiša pada iz konvekcijskih sistema čiji promjer iznosi nekoliko stotina kilometara. Istočni val deformira ili posve prekine (»probije«) pasatnu inverziju, pa vlažni tropski zrak prodre sve do tropopauze. Tako do te visine prodru i oblaci s vrlo jakim vertikalnim razvojem, za razliku od razbacanih kumulusa lijepog vremena, toliko važnih za pasatnu zonu, ali se oni ne mogu izdignuti nad inverzijski sloj.

Istočni su valovi mnogo češći na sjevernoj nego na južnoj hemisferi, a H. Flohn (1964.) smatra da se oni pojavljuju samo na sjevernoj hemisferi. Najprije su bili otkriveni u Karipskom moru, a odmah je utvrđeno da se gibaju istim putanjama kao i harikeni. To je razumljivo kad se pokazalo da istočni valovi generiraju harikene. Kasnije su otkriveni na Pacifiku i u Indijskom oceanu.

Istočni valovi koji se pojavljuju u Karipskome moru i Meksičkom zaljevu nastaju daleko na istoku, pa je riječ zapravo o genetski jedinstvenom pojasu od zapadne Afrike do Srednje Amerike. U Tihom oceanu istočni valovi nastaju od pacifičke obale Srednje Amerike do Filipina, a po svemu sudeći taj se golemi pojas nastavlja u tropskom dijelu Indijskog oceana.

Na sl. 250. prikazana je shema razvoja istočnog vala u istočnom tropskom Atlantiku. Debela linija označuje os doline, a okomita je na opći smjer pružanja izobara. Tu os doline nikako ne smijemo usporediti s frontalnom plohom u višim geografskim širinama. To je zapravo široka prijelazna zona u kojoj se vrijeme postupno mijenja. Amplituda vala opada prema sjeveru u smjeru centra suptropske anticiklone. Prema jugu valni se poremećaj može primijetiti na izobarama sve do ekvatora, pa čak i dalje na južnoj hemisferi.

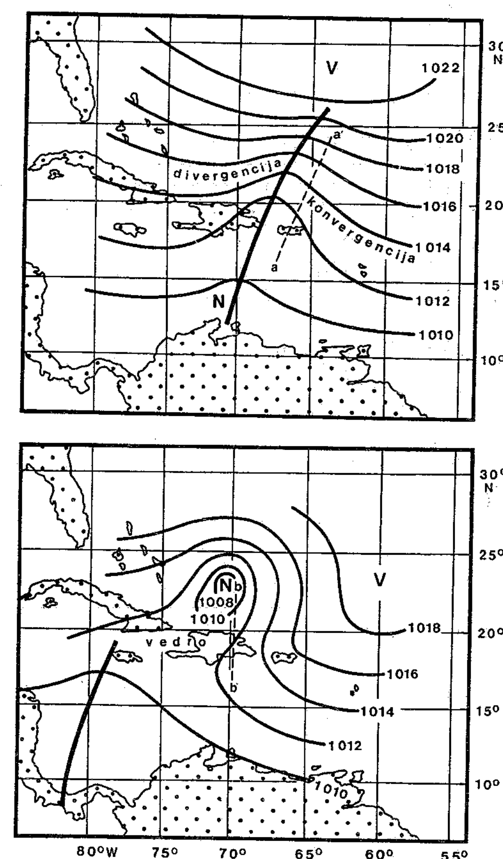
Pri tlu je istočna komponenta vjetra jaka, ali slabi prema crti *aa'*. Zato pri tlu postoji divergencija, tj. spuštanje zraka zapadno od osi doline, a istočno od nje je konvergentno strujno polje s izdizanjem zraka. Oko 370 km ispred doline je vedro, ali s približavanjem osi doline istočnog vala naoblaka naglo raste sve do maksimuma u zoni najjače konvergencije, gdje se razvijaju brojni kumulonimbusi. Budući da između pojedinih kumulonimbusa postoji supsidencija zraka, naoblaka se mjestimično i povremeno raspada.

U karipskom području prosječna brzina gibanja istočnih valova iznosi oko 28 km/h. Prosječna duljina vala je 15–20 dužinskih stupnjeva. To bi značilo da takav poremećaj prijeđe preko jedne postaje za 3–4 dana.

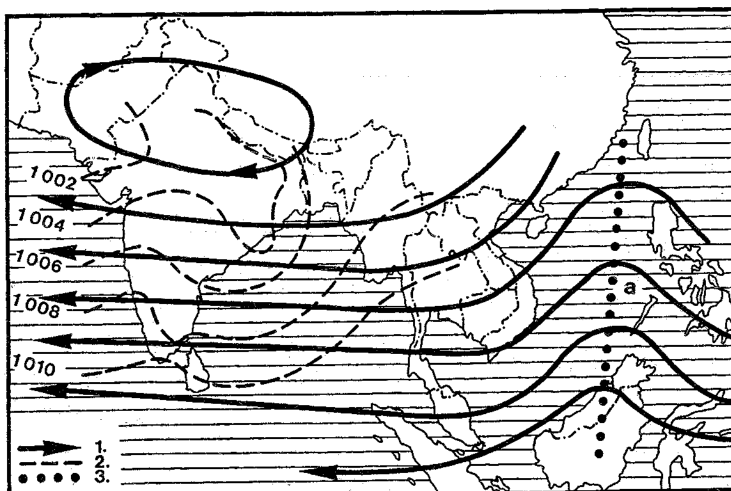
U istočnim se valovima povremeno, u određenim uvjetima, može razviti zatvorena ciklonska cirkulacija (dolje na sl. 250.), poremećaj se produbljuje, pa može nastati i tropski ciklon (u tom primjeru hariken, jer je riječ o Srednjoj Americi). Naoblaka i kiša prošire se na čitavo područje, a hariken postaje samostalan cirkulacijski sistem.

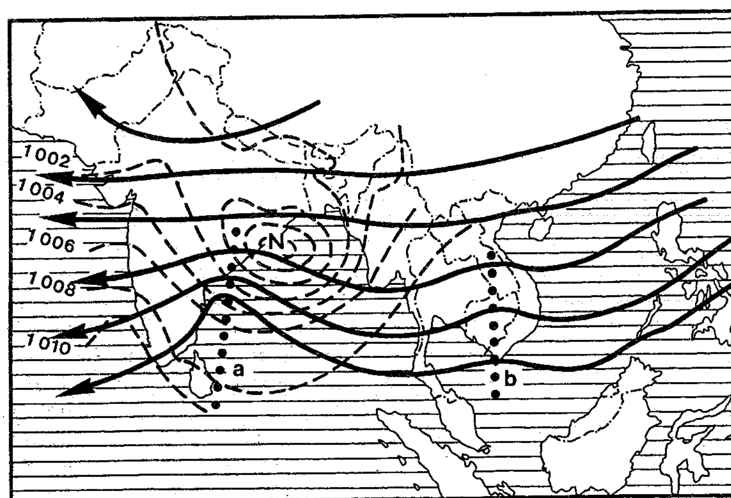
Budući da tropske depresije imaju golemu praktičnu važnost, potrebno je ukratko opisati njihov postanak u vezi s razvojem istočnog vala. Od istočnog vala ne mora uvijek postati samo tropski ciklon; ako je vjetar slabiji (34–64 čvora), govori se o *tropskoj oluji*, a ako je slabiji od 34 čvora, onda je to *tropska depresija*. Pokazat ćemo kako to izgleda u vrlo važnom području, u južnoj Aziji (sl. 251.). Sve se više smatra da tropske depresije potječu od istočnih valova nad zapadnim Pacifikom, odnosno početak razvoja tropske depresije koja se maksimalno razvije nad Indijskim oceanom i nad Indijskim poluotokom počinje nad Južnokineskim morem i nad morem do Bengalskog zaljeva. (Pokatkad je utvrđena genetska veza s pacifičkim tajfunima!) Ujutro 22. VIII. 1955. nad Južnokineskim morem na 115° E pojavila se dolina u istočnom valu u gornjoj troposferi (*a* sl. 251. gore). četiri dana poslije istočni je val došao do Bengalskog zaljeva (*a* sl. 251. dolje), a ispred njega je bila već sasvim razvijena tropska depresija. (Nad Indokinom se jasno nazire postanak novoga istočnog vala označenoga sa *b*.) Za potpunije shvaćanje cijelog procesa treba upozoriti na prizemnu raspodjelu tlaka na samom početku (*A*). Na sjeveru Indijskog poluotoka postoji vrlo izrazito polje niskog tlaka, a tlak je najniži nad Pakistanom. Sada se dolazi do istog problema kao i kod postanka ciklona: uzrokuje li ciklona meandriranje mlazne struje ili je obratno? Induciraju li istočni valovi razvoj tropske depresije u donjoj troposferi ili pak obratno, uzrokuje li tropska depresija undulacije tropske mlazne struje, odnosno visinskoga istočnog strujanja uopće. Takvo se pitanje nameće nakon analize prizemne raspodjele tlaka. Na sl. 251. gore vidi se da je prije postanka tropske depresije postojalo razvijeno polje niskog tlaka nad sjevernim dijelom Indijskog poluotoka (monsunska dolina, tj. ITC). Budući da se u ranom ljetu monsunska dolina nalazi na sjevernom kraju Bengalskog zaljeva, većina tropskih depresija nastaje u tom istom prostoru. U rujnu, i poslije, kad se ITC (i njegov dio na Indijskom poluotoku koji neki nazivaju *monsunskom dolinom*) povlači na jug, tropske depresije nestaju na sjeveru, a pojavljuju se samo u zoni ITC-a bliže ekvatoru. Jake kiše padaju u jugozapadnom sektoru tropske depresije, a u istočnim valovima na Pacifiku i u Srednjoj Americi kiša pada iza dola u istočnom valu. Očito je da je tropska depresija daljnja faza razvoja istočnog vala, odnosno od istočnog vala može nastati tropska depresija, ili još intenzivnija tropska oluja, a izuzetno i tropski ciklon. Principijelne razlike u njihovu postanku kao da nema; razlika je samo u intenzitetu, tj. u brzini vjetra i u veličini poremećaja.

Prilično se često spominje mišljenje da istočni valovi nastaju prodorima polarnog zraka nakon posljednje ciklone u jednoj obitelji ciklona na polarnoj fronti u zoni nižeg tlaka između dviju suptropskih



Sl. 250. Faze razvoja istočnog vala i harikena u njemu; tanke krivulje su izobare na morskoj razini, a debela krivulja je os doline istočnog vala (H. Riehl, 1954.)





Sl. 251. Gibanje istočnog vala i postanak tropske depresije. Gore, situacija 22. VIII. 1955. god. u 03 : 00 UTC i dolje, situacija 26. VIII. 1955. god. u 03 : 00 UTC. 1. Strujnice na 200 hPa, 2. izobare na morskoj razini i 3. os doline u istočnom valu (P. Koteswaram i C. A. George, 1958.)

anticiklona. Tako polarni zrak ulazi u pasatnu cirkulaciju i kolikogod se transformira, još dugo ostaje hladniji od zraka na tim širinama. I taj maleni temperaturni kontrast dovoljan je da prouzroči velike posljedice.

1.6.3.3.1.7. **Tropski cikloni.** Najintenzivnije nepogode na Zemlji su tropski cikloni. Oni su u prosjeku relativno maleni jer im radijus malokad dostigne 1 000 km, a kao sistemi su oštro definirani. Već sam naziv kaže da se pojavljuju samo u tropima, ali pokatkad mogu »skrenuti« i u više geografske širine (gdje od njih nastaju vrlo duboke ciklone). Tropski cikloni su vrtložni sistemi u kojima vjetar (orkan) puše brzinom ≥ 65 čvorova (tj. ≥ 12 bofora). (Treba upozoriti da je nominativ ciklon, pa se pokatkad umjesto tropski ciklon upotrebljava samo naziv ciklon.)

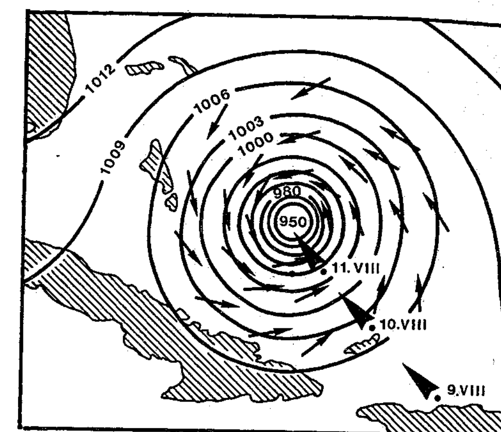
Tropski cikloni pojavljuju se u vrlo različitim dijelovima svijeta, ali imaju neke zajedničke karakteristike. Prvo je izvanredno nagli pad tlaka od periferije prema centru, tako da se na barogramu svake postaje preko koje prijeđe tropski ciklon vidi kratkotrajna, ali duboka »klinasta brazgotina« ili »lijevak«, koji se vrlo oštro ističe od ostalog dijela barograma. Kojeg reda veličine je pad tlaka, najbolje se može vidjeti na sl. 252. Iz gustoće izobara vidi se da tlak na periferiji relativno polaganije opada, ali približavanjem centru, 60–120 milja ispred njega, pad tlaka je tako nagao da to nije moguće prikazati na karti takva mjerila, nego se najčešće – kao i na sl. 252. – označi izobara i tlak koji se još može ucrtati,

a u samom se centru napiše najniži tlak. Zatim vrijedi pravilo da su izobare vrlo pravilne, gotovo posve koncentrične. Pri takvoj raspodjeli izobara vjetar mora biti vrlo jak i mora spiralno strujati prema središtu niskog tlaka u tropskom ciklonu. Upravo to spiralno strujanje je bitna karakteristika tropskih ciklona, koji su, dakle, golemi i silni vrtlozi.

Tropski se cikloni polako gibaju, ali treba razlikovati brzinu vjetra u tropskom ciklonu od brzine gibanja tropskog ciklona kao baričkog sistema. Prosječna dnevna brzina njegova gibanja iznosi 16-24 km, a trajanje u prosjeku 6 dana. U ekstremnim slučajevima može trajati samo nekoliko sati, pa sve do 2 tjedna, dok nestane nad kopnom ili u umjerenim geografskim širinama.

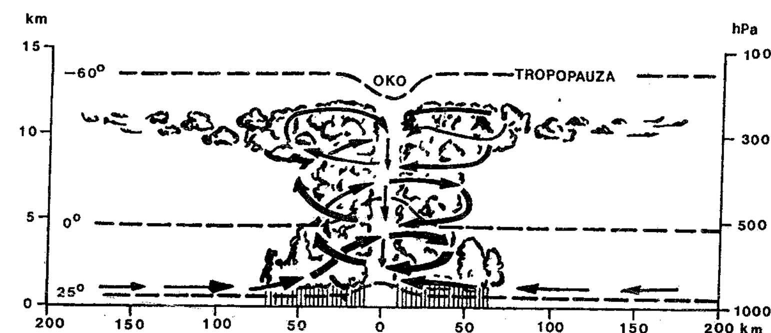
Na sl. 252. vidi se da je hariken prešao preko Haitija, a zatim preko Bahamskih otoka sve više skrećući udesno. Na sl. 252. prikazano je spiralno strujanje samo po smjeru, ali se iz toga ne može zaključiti kolika je brzina vjetra u pojedinim dijelovima tropskog ciklona. Strujanje u tropskom ciklonu po smjeru je vrlo pravilno, ali postoje velike razlike u brzini vjetra u pojedinim njegovim dijelovima. Brzina vjetra raste od periferije prema centru. S približavanjem centru nastaje diferencijacija; u samom centru brzina vjetra naglo opada, a najjači vjetar »bjesni« sjeverno od centra tropskog ciklona, odnosno desno od putanje njegova centra.

Već se iz raspodjele prizemnog vjetra i strujanja u donjim slojevima troposfere može lako zaključiti da je vertikalno strujanje u tropskom ciklonu komplicirano, čak i u shematskom prikazu kao što je na sl. 253. U tropskom ciklonu po vertikalnom gibanju mogu se oštro odijeliti dva dijela. U vanjskom dijelu postoji jako uzlazno strujanje, a u središnjem je dijelu obratno. U njemu postoji jaka silazna struja. Tropski ciklon bi podsjećao na šuplji valjak, u čijem se centralnom dijelu zbog supsidencije zraka čak kida naoblaka i slabi vjetar, pa je taj vedri dio tropskog ciklona nazvan okom. Čini se (H. Riehl, 1965.) da je pretjerana generalizacija kako u oku



Sl. 252. Raspodjela tlaka i putanja jednoga tropskog ciklona (harikena) u blizini Kube (A. N. Strahler, 1951.)

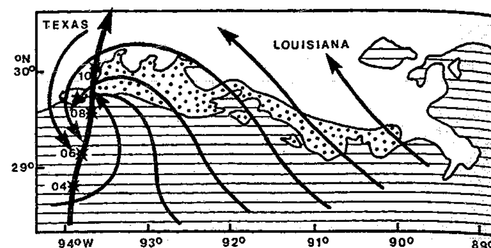
tropskih ciklona vlada tišina i vedrina. Vjetar u središtu je doista bitno slabiji nego u pojasu oko njega, ali ipak uglavnom nije tišina, kao što ni vedro nebo ne bi bilo pravilo, jer se u oku najčešće pojavljuju srednji i visoki oblaci, a pokatkad i niski oblaci s minijaturnim spiralnim strujanjem. U oku ciklona temperatura je mnogo viša nego u susjednom zraku, a – osim oslobođene latentne topline kondenzacije – tome pridonosi i adijabatičko zagrijavanje supsidentnog zraka u oku ciklona. U blizini centra oblaci čine prsten oko oka ciklona, i tu je kiša najjača. Njezina količina naglo opada prema periferiji tropskog ciklona, a katastrofalne poplave nastaju onda ako se tropski ciklon zaustavi ili učini petlju, pa golema količina vode padne na malenu površinu. Iznad 4,5–6 km brzina vjetra slabi. Na visini od 9 km u širokom pojasu vjetrovi pušu u smjeru gibanja kazaljki na satu, dakle suprotno nego pri tlu gdje pušu u smjeru suprotnome gibanju kazaljki na satu (sve se to odnosi na sjevernu hemisferu). Utjecaj tropskog ciklona osjeća se sve do 12–15 km, tj. do tropopauze, koja se »spušta« u njegovu područja.



Sl. 253. Shema vertikalnog strujanja u razvijenom tropskom ciklonu. Bijeli stupac prikazuje oko tropskog ciklona; isprekidane crte su izoterme. (Izvor: J. M. Moran i M. D. Morgan, 1989.)

Da bismo posve upoznali prirodu tropskih ciklona, potrebno je spomenuti i ekstreme. Oni ne donose uvijek goleme količine kiše. Nerijetko su one normalne za krajeve u kojima se pojavljuju. U listopadu 1941. u Florida Keysu, SAD, vjetar je puhao brzinom od 192 km/sat, a ipak kiše gotovo nije ni bilo. Suprotno tome, jedan tropski ciklon može donijeti čak 3–4 puta više kiše nego što iznosi srednja godišnja količina! Iz toga se može zaključiti da su katastrofalni samo neki tropski cikloni, a suprotno tome postoje mnogi krajevi u kojima tropski cikloni donose potrebnu vlagu, pa poznati istraživač tropskih ciklona H. Riehl (1963.) smatra kako bi ti krajevi bili mnogo aridniji da nema kiše koju donose tropski cikloni.

Nerijetko goleme štete koje nanose tropski poremećaji ne nastaju samo od kiše koja padne zbog njih. Najveća pustošenja nastaju kad je obala niska. Što tada može nastati prikazano je na sl. 254. Hariken koji je došao s pučine Meksičkog zaljeva premještao se prema sjeveru. U 8 h 27. VI. 1957. on je prešao na kopno, a iz strujnica u tom momentu može se zaključiti da je stanovito vrijeme prije toga vrlo jak vjetar »gurao« pred sobom vodu u kojoj je nastao val, a razina mora se uopće u cijelom prostoru izdigla. Ako je obala niska, a upravo je tako u Louisiani, Texasu (Bangladešu itd.), onda voda poplavi niski obalni pojas, a val »zbriše« sve objekte na koje naiđe. Svemu tome treba dodati još jedan nepovoljan faktor. Krajevi koje pogađaju tropski cikloni su humidni, pa su na obalama do kojih dolaze ušća brojnih velikih i manjih rijeka. Dizanjem morske razine pod utjecajem vjetra u tropskom ciklonu onemogućuje se otjecanje vode iz tih rijeka u more. Tako pristižu dodatne količine vode koje preplavljuju obalni pojas. U poplavi koja je prikazana na sl. 254. poplavljen je pojas obale širok 50–100 km, a u zaljevima je razina mora porasla za 3–4,5 m. (U Galvestonu, Texas, u rujnu 1900. utopilo se i poginulo je 6 000 osoba, a šteta je iznosila 20 milijuna dolara.) Jedan za drugim, 14. i 19. kolovoza 1955., sjeveroistočnu obalu SAD-a poharala su dva harikena koja su nanijela materijalnu štetu veću od milijardu dolara. (Hariken »Camille« je 1969. god. nanio štestu od 1,4 milijardi dolara.) Sve bolja organizacija smanjila je broj poginulih od tog harikena na samo 209. U siromašnim nerazvijenim zemljama monsunske Azije, postupno se uvodi obavješćivanje stanovništva o prijetećoj opasnosti, a ako je to eventualno i moguće, »nepokretno« stanovništvo može samo na mjestu čekati što će biti. U tim krajevima građevine su uglavnom slabe, a stanovništvo je gusto naseljeno u čitavom obalnom pojasu sve do same obale. Sve je to uzrok golemih šteta i žrtava koje



Sl. 254. Poplava prouzročena jednim harikenom na jugu SAD-a ujutro 27. VI. 1957. god. Lijevo je putanja središta harikena s dvosatnim intervalima. Točkicama je označeno poplavljeno područje. Strujnice u momentu prijelaza harikena na kopno (H. Riehl, 1965.)

tropski cikloni nanose tim niskim krajevima. Zapamćen je tropski ciklon koji je 12. studenoga 1970. opustošio obalu Bangladeša, tada još Istočnog Pakistana. Uzima se da je to bio jedan od najrazornijih tropskih ciklona koji je ikada pogodio neki kraj. Bilanca je poznata: barem 300 000 poginulih, 63 milijuna dolara štete na usjevima, uginulo je 280 000 grla stoke, uništeno je i oštećeno 400 000 kuća, potopljeno je 9 000 ribarskih brodica za otvoreno more i 90 000 čamaca za plovidbu po unutrašnjim vodama.

Tropski se cikloni pojavljuju u raznim dijelovima svijeta; iako rijetko naiđu, njihove su posljedice takve da se dugo pamte. Kao uvijek u sličnim slučajevima, za »istu« važnu pojavu u raznim dijelovima svijeta daju se različiti nazivi. Na zapadnim obalama sjevernog Pacifika i u južnom Pacifiku zovu se *tajfuni*[124], na Filipinskim otocima *baguios*, u istočnom dijelu sjevernog Pacifika, u Srednjoj Americi i na Atlantiku *harikeni*, u Indijskom oceanu *cikloni* (nominativ, ciklon), a u Australiji *willy-willies*.

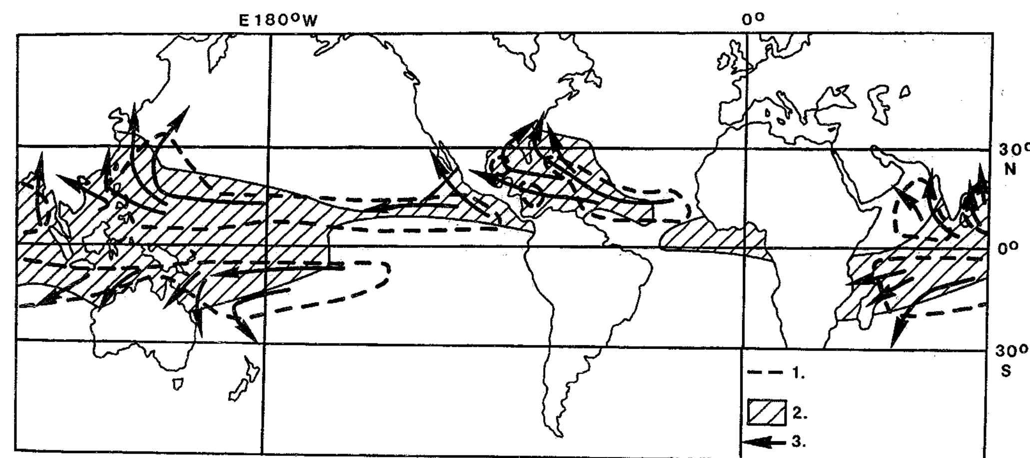
Za nas je posebno važna geografska raspodjela područja u kojima nastaju i preko kojih prelaze tropski cikloni (sl. 255.). Na sjevernoj hemisferi godišnje nastaje prosječno 50 tropskih ciklona, a zimi svaki *dan* nastaje 20–30 ciklona izvan tropa; to najbolje pokazuje da se tropski cikloni malokad pojavljuju. Da bismo bolje razumjeli geografsku raspodjelu pojave i putanja tropskih ciklona, potrebno je u najkraćim crtama upoznati uzroke njihova postanka. Oni uglavnom nastaju daleko na oceanu, pad tlaka je slab, pa je u početku to samo tropska oluja, ali samo 10% njih prelazi u tropske ciklone. Općenito se uzima da nastaju iznad toplog mora, a ako na svom putu dolaze nad još topliju vodu, onda se još više prodube, intenziviraju. Ako dolaze nad

[124] kin. *taai fung* – veliki vjetar

hladniju vodu, onda se ispunjavaju, slabe. Već se od samog početka stvaraju oblaci i kiša, pa je količina oslobođene latentne topline osnovni regulator daljnjeg razvoja. (Zato tropski ciklon može nastati vrlo sporo, za nekoliko dana, ili pak eksplozivno, samo za 12 sati.) Osnovna je pretpostavka njihova postanka da je atmosfera toplija nego neposredno prije njihova postanka, a neki uzimaju da je za njihov postanak potrebno da je stanovita površina mora, zbog bilo kojeg razloga, za 0,5–1 °C toplija od okolice (tj. mora postojati lokalna pozitivna anomalija temperature, ili – kako neki kažu – moraju postojati »vruće mrlje«). Da je to točno, vidi se po tome što tropskih ciklona ima malo u monsunskim područjima koja su pod utjecajem hladnih morskih struja (zapadna Afrika; Gvinejski zaljev) ili uz ekvator, gdje je voda isto hladna (čitav ekvatorski istočni Pacifik; more pred obalom Somalije). Ipak, korelacija između temperature morske vode i postanka tropskih ciklona nije tako jednostavna, jer jaki vjetar već prije postanka tropskog ciklona toliko uskomeša površinski sloj vode da nastane vrlo varijabilno temperaturno polje. I. Perlroth (1969.) to je dokazao detaljnim istraživanjem relacije između postanka harikena s oceanografskim uvjetima u ekvatorskom dijelu Atlantika (0–20° N i 0–60° W) od 1901. do 1965. god. sredinom ljeta, kad nastaje najveći broj harikena, da oko 92% tropskih oluja prelazi u harikene onda kad razlika između temperature površinske vode i vode na dubini 61 m iznosi ≤ 3,9 °C. Kada pasati »odnesu« tropske oluje na zapad, raste vjerojatnost da će prijeći u harikene; 96% harikena koji su nastali u kolovozu i 95% harikena koji su nastali u rujnu u spomenutom razdoblju nastali su nad morem s površinskom temperaturom > 26,1 °C.

Tropski cikloni nastaju na oceanima najmanje 250 morskih milja od najbližega kopna. Temperatura površine mora u najtoplijem mjesecu viša je od 27 °C. Dopiru do obale kontinenata i rijetko zalaze u kopno gdje nestaju zbog znatno povećanog trenja s podlogom i naglim smanjenjem pritjecanja vodene pare. Opći je smjer gibanja od istoka prema zapadu, ali općenito putanje skreću na sjever na sjevernoj hemisferi, odnosno na jug na južnoj hemisferi. Utjecaj rotacije Zemlje očituje se u činjenici da se tropski cikloni ne pojavljuju u pojasu između 5° N i 5° S. Pravilo je da su najčešći u zapadnim dijelovima oceana i više ih ima na sjevernoj nego na južnoj hemisferi. Čini se da ni jedan dio tropskog mora nije apsolutno siguran od tropskih ciklona, ali ipak tropski cikloni nisu opaženi u južnom Atlantiku i južnom Pacifiku istočno od 140° W. Tijekom južnohemisferskog ljeta u navedenim se krajevima intertropska konvergencija pomakne samo za oko 1° južno od ekvatora ili čak niti toliko, tj. ostane na sjevernoj hemisferi, što nije dovoljno da bi došla do izražaja Coriolisova sila, ali tome treba dodati i negativan utjecaj relativno hladne vode u tim područjima. Najfrekventiranija područja tropskih ciklona poklapaju se s područjima u kojima nastaje veliko sezonsko meridionalno pomicanje intertropske fronte, ali – osim toga – sve su to ujedno područja s toplim morem.

Postoji šest glavnih područja u kojima se pojavljuju i pustoše tropski cikloni:



Sl. 255. Geografska raspodjela područja u kojima nastaju tropski cikloni; 1. granica područja u kojemu nastaju, 2. područja u kojima je temperatura površine mora u najtoplijem mjesecu ≥ 27° i 3. putanje tropskih ciklona (E. Palmen i T. Bergeron; izvor: R. G. Barry i R. J. Chorley, 1968.)

1. južni i jugozapadni dio tropskog Atlantika; tu se ubrajaju Kapverdski otoci (ondje nastaju, ali još ne dostignu snagu harikena), Karipsko more i Meksički zaljev te obale uz njih;

2. pacifička obala Meksika i pučina sjevernog Pacifika ispred nje;

3. jugozapadni dio sjevernog Pacifika, osobito Istočnokinesko i Južnokinesko more, Filipinski otoci, južni Japan;

4. sjeverni dio Indijskog oceana, napose Bengalski zaljev, a mnogo manje Arapsko more;

5. južni dio Indijskog oceana od Mozambičkoga kanala i Madagaskara do oko 90° E, ili do obale Australije i

6. južni Pacifik od Australije do oko 140° W.

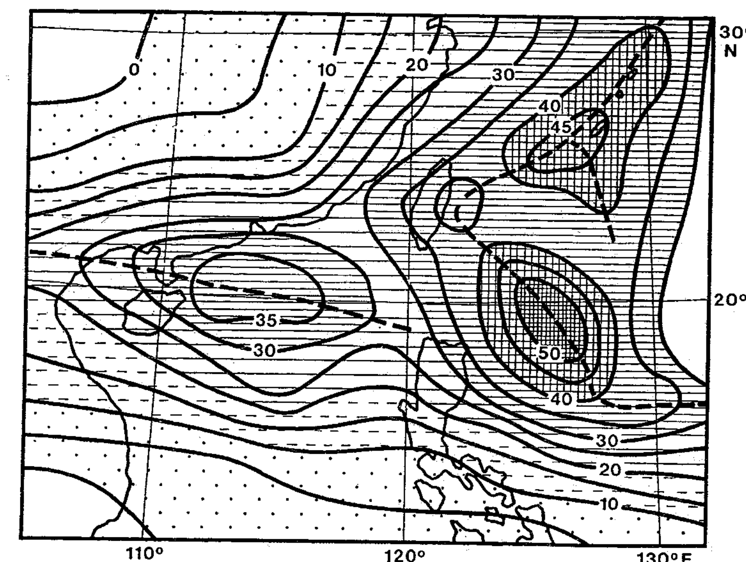
Sve su to kvalitativni prikazi pa će biti korisno upoznati se i s brojem tropskih ciklona. Prema L. Schubartu (1942.) u području Kariba i Meksičkog zaljeva godišnje se pojavljuju prosječno 3 harikena, u istočnoj Aziji 12 tajfuna, u Bengalskom zaljevu 2, u Arapskom moru 1, u Indijskom oceanu južno od ekvatora 8 ciklona, u Pacifiku južno od ekvatora 5, na pacifičkoj obali Sjeverne Amerike 3 tropska ciklona. Bitna je velika varijabilnost iz godine u godinu.

Sve što je rečeno o postanku tropskih ciklona ipak ne razotkriva do kraja njihove uzroke postanka; naime, koji su to procesi koji uopće omogućuju njihov postanak? Već je dugo poznata činjenica da se veći dio putanje poklapa sa smjerom pasata, tj. da se općenito gibaju od istoka prema zapadu, po ekvatorskoj periferiji suptropskih anticiklona, a tek poslije skreću u više geografske širine. To je neke navelo na zaključak da konačni uzrok postanka tropskih ciklona treba tražiti u istočnim valovima. Sve više u cijeli taj kompleks ulazi pretpostavka da su za postanak istočnih valova važni prodori polarnog zraka u suptropski pojas nakon prolaza jedne obitelji ciklona. Ne može se mimoići odviše očita veza između broja tropskih ciklona i migracije intertropske konvergencije. Neki pretpostavljaju da se tropski cikloni pojavljuju na intertropskoj konvergenciji kao ciklone na polarnoj fronti. Tako se u Bengalskom zaljevu na 6–11° N tropski cikloni pojavljuju u prosincu, siječnju i veljači, u predmonsunskom (ožujak, travanj i svibanj) i postmonsunskom razdoblju (listopad i studeni) na 6–15° N, a u najsjevernijem dijelu Bengalskog zaljeva pojavljuju se od lipnja do rujna, dakle u mjesecima kad je intertropska konvergencija u svom najsjevernijem položaju.

U biti je slično i u istočnom, toplom dijelu Arapskog mora, samo što ih nikada nema za vrijeme zimskog monsuna. Dakle, tropski cikloni migriraju na jug i sjever kao i ITC.

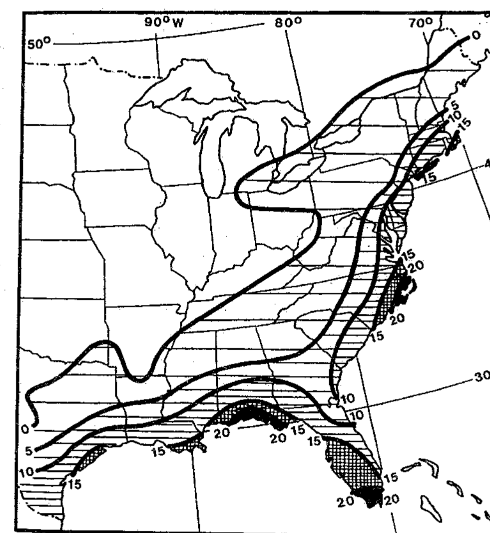
Jugoistočna Azija, koja je otvorena prema golemom tropskom Pacifiku, dio je svijeta s najvećim brojem tropskih ciklona; oni se tako često pojavljuju da postoji izrazit godišnji hod njihove pojave. To osobito vrijedi za Filipinske otoke, jedine veće otoke koji se nalaze na putu tropskih ciklona s pacifičke pučine. Od 1948.–1962. god., tj. u 15-godišnjem razdoblju, prosječno se godišnje pojavljivalo 19,3 tropskih ciklona. Postoji velika razlika iz godine u godinu; tako je 1950. god. bilo samo 13 tropskih ciklona, a 1952. god. čak 29. Točno 89% tropskih ciklona pojavljuje se od lipnja do prosinca, s maksimumom u kolovozu, kad ih je prosječno 3,7. Putanje tropskih ciklona zimi se povlače prema ekvatoru, a ljeti se pomiču na sjever, isto kao i ITC. To što se tropski cikloni pojavljuju i usred »zime«, objašnjava se činjenicom što oni često dolaze daleko s pučine Tihog oceana, gdje se ITC zimi zadrži na sjevernoj hemisferi. Pojedini tropski cikloni prelaze preko Filipina 1–7 dana, a prosječna im je brzina gibanja kao sistema oko 20 km/h.

Genetska veza između ITC-a i tropskih ciklona još će se bolje istaknuti ako se pojava, odnosno prolaz tropskih ciklona prati u nekom određenom prostoru u kojemu se tropski cikloni pojavljuju češće. Tako je upravo u jugoistočnoj Aziji (sl. 256.). Već iz prethodnog primjera znamo da se tajfuni (i baguiosi) najčešće pojavljuju u ljetnim mjesecima. U području 5–30° N i 105–150° E pojavljivala su se od 1884. do 1953. god. prosječno godišnje 22 tajfuna (srpanj 3,8, kolovoz 4,4, rujan 4,4, listopad 3 i studeni 2,1); dakle najviše ih je između srpnja i listopada. Većina tajfuna nastaje iznad tople sjevernoekvatorske struje između Luzona i Marijanskih otoka, te se gibaju prema sjeverozapadnom kvadrantu. Oko polovica nastavlja put u tom smjeru do kineske obale, a ostatak kreće prema sjeveru između 120° i 130° E prema Japanu i Koreji. Jasno se vidi da kopno »odbija« tajfune, te na sreću samo manji broj, i to u posljednjoj fazi razvoja, već oslabljen, prodire u kopno. U kopno ih najviše prelazi u sektoru Fukien-Taivan (u razdoblju od 1884. do 1955. god. od ukupno 438 tajfuna 93 su prešla na kinesko kopno u sektoru Canton-Hainan, 90 u sektoru Foochow-Swatow, a znatno manje u ostalim dijelovima). Do obale dođe toliko tajfuna da se njihov utjecaj jasno opaža u godišnjem hodu padalina. Vrlo malo tajfuna prodre 500 km u kopno. Tajfuni donose 24% od godišnje količine kiše u Hong Kongu, 21% u Cantonu, 11% u Shanghaiu, 4% u Nankingu, 3% u Pekingu i samo 2% u Wuhanu. Očito je da je njihova važnost kao donosioca vlage sve manja prema sjeveru i prema unutrašnjosti, a što je u skladu s čestinom njihove pojave. Od rujna do listopada čak 40% kiše u Hong Kongu donose tajfuni.



Sl. 256. Broj tajfuna koji je prošao kroz četverokute od 2,5° geografske dužine i širine u jugoistočnoj Aziji i zapadnom Pacifiku u kolovozu 1884.–1953. god., isprekidane krivulje su osi maksimalne čestine (P. C. Chin, 1958.)

Čestina tajfuna u jugoistočnoj Aziji izvanredno se dobro podudara sa srednjim položajem ITC-a kako je već prikazano na sl. 257. Budući da je utvrđena ovisnost lokacije ITC-a o temperaturi površine mora, posredno se dolazi i do odgovora zašto se čestina tajfuna povećava sjeveroistočno od Luzona i sjeveroistočno od Taivana. Kad tajfun prijeđe preko Luzona i izgubi znatan dio vlage, prelazeći na toplo more između Luzona i kineskoga kopna, količina vodene pare opet se povećava, tajfun se »produbljuje«, pa otuda veća čestina pojave tajfuna ispred južnokineske obale.



Sl. 257. Čestina pojave harikena u SAD-u 1901.–1955. god. (H. E. Landsberg, 1958.)

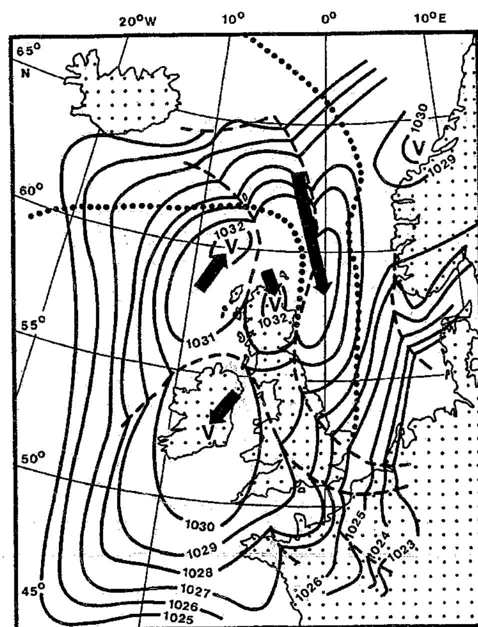
Budući da se Sjedinjene Američke Države ubrajaju u zemlje koje najviše stradavaju od tropskih ciklona (harikena), potrebno je upozoriti na jedan detalj koji najviše zanima geografe, a to je geografska raspodjela čestine harikena (sl. 257.). Iz prirode njihova postanka proizlazi znatna varijacija broja harikena koji se pojavljuju na kopnu SAD-a i u obalnom pojasu u njihovu južnom i istočnom dijelu. Godine 1887.–1956. tj. u 70-godišnjem razdoblju, najmanje, samo 2 harikena, pojavila su se 1914. god., a najviše, 33 harikena, pogodila su tu zemlju 1933. god. U spomenutu razdoblju prosječno 2 harikena godišnje dođu do obale i prijeđu u unutrašnjost. U periodu od 1901. do 1955. god. do obale SAD-a došli su brojni harikeni, ali se vidi da postoji velika diferencijacija u njihovoj čestini u pojedinim dijelovima atlantske obale te zemlje. Gibajući se na sjever, harikeni dolaze nad sve hladnije more, a s dolaskom nad kopno naglo se smanjuje pritjecanje vodene pare, a povećava se trenje s podlogom, pa su to uzroci slabljenja i konačnog nestanka harikena. Otuda proizlazi opće pravilo da broj harikena naglo opada od obale, gdje se najčešće pojavljuju, prema unutrašnjosti, gdje su sve rjeđi.

Zatim je tu drugi faktor, a to je pružanje obale u odnosu prema najfrekventiranijim putanjama harikena, je li ona u »zavjetrini« ili je direktno izložena njima, tj. je li više ili manje okomita na putanje harikena. Zato je u spomenutu razdoblju najviše harikena došlo do obale južne Floride, Sjeverne Karoline, Alabame i sjeverozapadne Floride (izolinija

od 20), a manje do zapadne obale poluotoka Floride, južne obale Georgije i atlantske obale Floride sjeverno od 29° N itd. Da je jedino more sredina u kojoj može nastati hariken i gdje se može zadržati stanovito vrijeme, vidi se po skretanju izolinija od 15, 10, 5 i manje harikena (koji su od 1901. do 1955. god. pogodili SAD) uz obalu Atlantskog oceana daleko prema sjeveroistoku, gdje posve nestaju nad hladnim morem, odnosno prelaze u ciklone na polarnoj fronti u umjerenim geografskim širinama.

1.6.3.3.2. ANTICIKLONE

1.6.3.3.2.1. **Struktura anticiklone.** Antiteza cikloni je anticiklona. U suvremenoj klimatologiji anticiklone se tretiraju kao poremećaji koji se ne mogu odvojiti od ciklona (ili obratno), nego čine jedinstvenu cjelinu. Usprkos tome poznata je činjenica da se ciklonama obraća znatno veća pozornost nego anticiklonama, kako u atmosferskim istraživanjima tako i u udžbenicima. Skup procesa kojim nastaju anticiklone naziva se – *anticiklogenezom*. Kao i kod ciklona, najprije je potrebno definirati



Sl. 258. Detaljna raspodjela tlaka u jednoj anticikloni između Islanda i zapadne Europe; 28. IV. 1960. u 12 : 00 UTC. Strelice pokazuju smjer i veličinu gibanja pojedinih centara, odnosno stanica za 12 sati; točkastim krivuljama prikazane su trajektorije čestí zraka na oko 600 m, a isprekidanim krivuljama su spojene doline u izobarama (J. Findlater, 1967.)

pojam anticiklone, jer je riječ o sličnom problemu. Za područje visokog tlaka (često golemih dimenzija) na kartama srednje raspodjele tlaka (mjesec, uglavnom siječanj i srpanj, ili pak godišnje doba, zima i ljeto), dakle za statističke tvorevine iz duljega vremenskog razdoblja, usvojili smo termin *maksimum* (sjevernoatlantski maksimum itd.). Pod anticiklonom ćemo misliti na sinoptički barički sistem, polje visoka tlaka, prostorno i vremenski strogo definiran, koji se može pojaviti »svagdje«, bilo u području maksimuma, bilo u krajevima u kojima je u prosjeku niski tlak, tj. u području minimuma (npr. anticiklona u širem području Islanda; ipak, postoji izuzetak neposredno uz ekvator nema anticiklona), dakle, u bilo kojem kraju suprotno općoj raspodjeli tlaka (npr. anticiklona ljeti nad dijelom Sahare itd.). Bitna je karakteristika anticiklone da nastaje u jednoj zračnoj masi, a frontalne se plohe najčešće nalaze na njezinoj periferiji. (Frontalna ploha u anticikloni nastaje onda kad se spajaju dvije anticiklone različita postanka ili kad postoje izrazite razlike između dviju anticiklona istog postanka.) Gustoća izobara naglo se povećava prema periferiji, pa je za anticiklonu karakteristična tišina ili slab vjetar u središtu, a jači na periferiji.

Detaljna istraživanja raspodjele padalina na toploj fronti u cikloni, nejednaka raspodjela tlaka i padalina u tropskoj depresiji, a poslije ćemo vidjeti i kompleksna struktura relativno manjih nepogoda, sve to upućuje na zaključak da je nešto slično i u anticiklonama, barem u anticiklonama u umjerenim geografskim širinama.

Na sl. 258. prikazana je detaljna raspodjela tlaka u jednoj velikoj anticikloni između Islanda, Skandinavije i zapadne Europe. Da su izobare ucrtane u intervalu od 2 hPa, kako se to najčešće radi, a da su iskorišteni podaci iz manje postaja, ne bi se otkrilo ništa specijalno što već nije bilo poznato. Ucrtavanjem izobara u intervalu od 1 hPa i praćenje izobara onako kako se one doista pružaju, a ne da se generaliziraju (i »izglađuju»), otkrivaju se vrlo interesantni detalji. Treba odmah upozoriti na činjenicu da je riječ o jednoj anticikloni čiji je znatan dio pod utjecajem kopna, tako da se odmah vidi da je njezina struktura jednostavnija nad morem nego nad kopnom. (To je samo potvrdilo prijašnje nagovještaje da je malo anticiklona homogeno u onom stupnju kako se prikazuje u standardnim udžbenicima.) Dalje se primjećuje da se prikazana anticiklona sastoji od dva dijela, od periferije i centralnog područja. Na periferiji, osobito nad morem, izobare su više-manje paralelne ili koncentrične, ali nad kopnom neprestano mijenjaju smjer, često vrlo naglo, ali ipak ne svaka samostalno, nego se

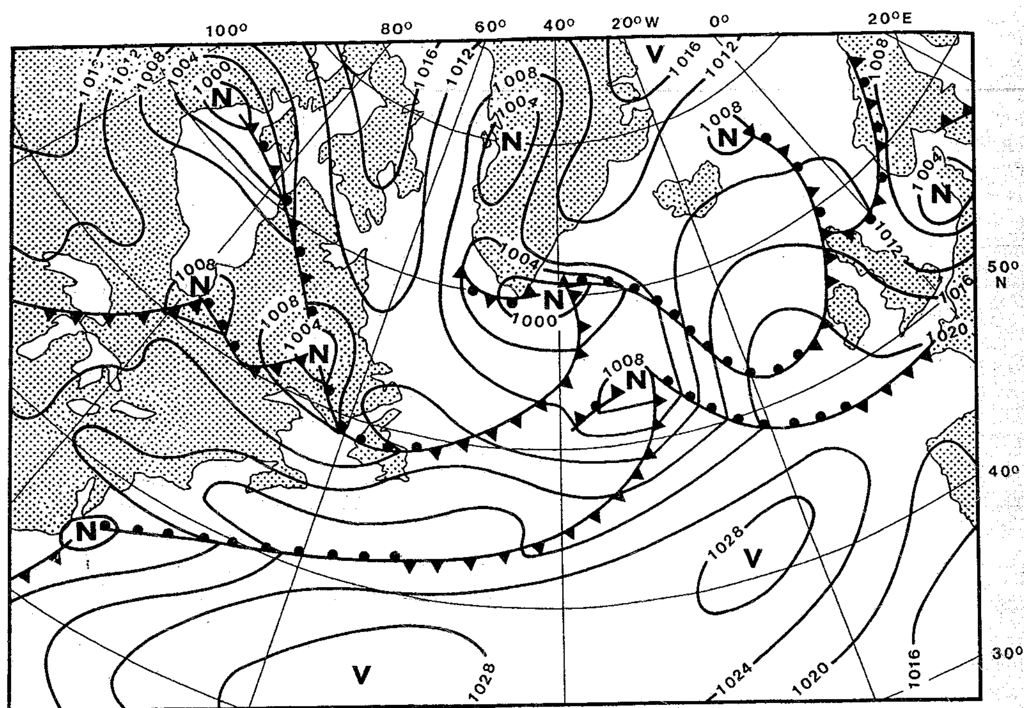
dolovi i »lomovi« na njima mogu spojiti u doline malenih dimenzija. Najinteresantniji je središnji dio anticiklone; on se sastoji od »grozdova« individualnih anticiklonskih stanica malenih dimenzija, međusobno odvojenih jedva primjetnim, vrlo plitkim dolinama, koje se spiralno razilaze iz centralnog područja anticiklone. Interesantno je da se po strelicama može zaključiti kako individualne stanice u centralnom grozdu anticiklonskih stanica pokazuju tendenciju rotiranja jedne oko druge, što upućuje na intenzivno opće komešanje u jednoj inače homogenoj anticikloni. Individualne stanice najprije se pojavljuju u sjevernoj ili istočnoj periferiji anticiklone, spiralno se gibaju u smjeru gibanja kazaljke na satu, da bi se konačno priključile centralnom »grozdu« anticiklonskih stanica.

Poznavajući kompleksnost atmosferskih procesa, očito je da u atmosferi postoji više načina postanka anticiklona.

1.6.3.3.2.2. **Suptropske anticiklone.** Najveće dimenzije i najveću važnost u općoj i sekundarnoj cirkulaciji atmosfere imaju suptropske anticiklone. Za njih se kaže da su dinamičke tvorevine jer ne ovise o termičkom režimu podloge ispod njih (to se ne smije shvatiti doslovno), nego su u vezi s općom cirkulacijom atmosfere. Njihova se struktura jasno nazire i u najvišim dijelovima troposfere. Na kartama srednje raspodjele tlaka (sl. 126. i 127.) nad oceanima u suptropskim širinama vidimo golema područja visokog tlaka, koja smo nazvali maksimumima. Međutim, tako je samo u prosjeku; dnevne sinoptičke karte uglavnom ne pokazuju takvu raspodjelu tlaka, odnosno u područjima suptropskih maksimuma najčešće se vide barem dvije anticiklone. Tako se naoko jedinstveni maksimum sastoji zapravo od odvojenih anticiklonskih stanica, individualnih suptropskih anticiklona. Jedan takav primjer prikazan je na sl. 259. Sjevernoatlantski maksimum, kao permanentni akcijski centar nad tropskim i suptropskim Atlantikom, na dnevnim sinoptičkim kartama najčešće se sastoji od više od jedne stanice koje zahvaćaju cijelu troposferu (istočna stanica često se naziva azorskom anticiklonom, a zapadna stanica bermudskom anticiklonom), a polagano se premještaju od zapada prema istoku. Iako se sl. 259. prekida ondje gdje bi u ovom slučaju bilo najpotrebnije da se nastavi, ipak se vide dvije suptropske anticiklone, u čijim je centralnim područjima tlak ≥ 1 028 hPa. Pozornijim promatranjem slike postaje očita činjenica da je cirkulacija u suptropima pod utjecajem suptropskih anticiklona mnogo jednostavnija nego u pojasu zonalnih zapadnih vjetrova i u višim geografskim širinama uopće. Isto se tako odmah opažaju dvije obitelji ciklona, jedna sjevernije, a druga južnije, ali je u objema riječ o golemim cirkulacijskim sistemima koji se pružaju od zapadne i sjeverne Europe preko Atlantika do Sjeverne Amerike i duboko u taj kontinent. Najistočnije ciklone u tim obiteljima ciklona već su u fazi okluzije, a mlađe, zapadne, u punom su razvoju. (Nije potrebno posebno upućivati na poznatu činjenicu da su sinoptičke situacije najčešće kompliciranije nego što se prikazuje shemama.) Ako se svi ti sistemi gibaju od zapada prema istoku, onda će tlak zraka negdje na sjevernom Atlantiku stalno i brzo padati i rasti, a južnije će, u području suptropskih anticiklona, tlak postupno rasti, zatim će stagnirati, pa vrlo sporo padati, a poslije toga će opet sporo rasti do maksimuma itd.

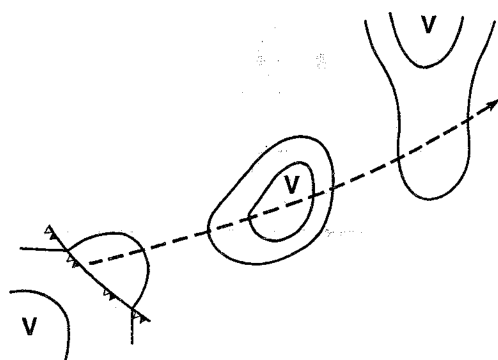
Greben azorske anticiklone zimi često prodire u sjevernu Afriku i zapadni Mediteran, gdje se od njega odvajaju posebne anticiklone, pa se tako sjevernoatlantska anticiklona spoji s područjem visoka tlaka nad istočnom Europom u golemi pojas visoka tlaka. Postoji i druga mogućnost, a to je da se greben azorske anticiklone nalazi sjevernije, pa se od njega odvoji samostalna anticiklona koja se polako kreće na sjeveroistok preko južne Europe da bi se konačno spojila s hladnom anticiklonom duboko u unutrašnjosti kontinenta. Takav razvoj shematski je prikazan na sl. 260. Kao ciklone, tako i anticiklone imaju svoje trajektorije, putanje, a to je put koji centar anticiklone prijeđe od momenta postanka do momenta nestanka. Dakako, i one se grupiraju u najfrekventiranije putanje jer se trajektorije pojedinih anticiklona ne podudaraju, nego postoje znatna odstupanja od prosječne putanje. To isto, tj. odvajanje anticiklone od azorske anticiklone, događa se i ljeti nad Mediteranom i južnom Europom; tako nastaju valovi vrućine. I za Atlantik vrijedi isto što smo već opisali na Pacifiku. Nakon zadnje ciklone u obitelji ciklona, iz viših geografskih širina prodire hladni polarni i arktički zrak osobito zimi u zapadnom Atlantiku i preko Sjeverne Amerike, pa se tako »injektira« hladni zrak u suptropske anticiklone ili, bolje rečeno, u suptropske širine, gdje pridonosi ponovnom stvaranju i jačanju suptropskih anticiklona. (Cijepanje sjevernoatlantskog maksimuma na dvije izolirane anticiklone dobro se može vidjeti i na sl. 237.).

Suptropske anticiklone često imaju tolike dimenzije da se pojave znatne razlike između tropskih zračnih masa koje nastaju u njihovu području. Te će razlike biti velike ako se jedna suptropska anticiklona nalazi nad oceanom (mT zrak), a druga nad kontinentom, ili pak ako je s jedne strane svježiji zrak koji nastaje transformiranjem polarne zračne mase poslije prolaza jedne obitelji ciklona. Tada je po-



Sl. 259. Sinoptička situacija na sjevernom Atlantiku i susjednom kopnu 7. VIII. 1947. u 00 : 00 UTC (W. G. Kendrew, 1957.; pojednostavnjeno)

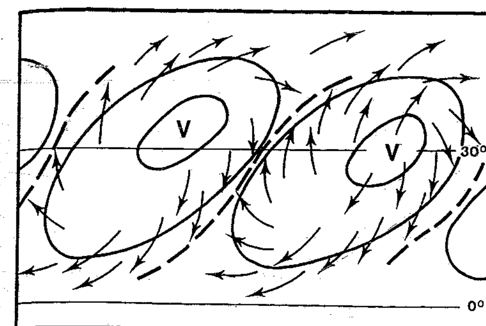
trebno stanovito vrijeme da se proces transformacije dovrši. Postoje svi uvjeti za postanak plohe diskontinuiteta između njih, to više što je strujanje na periferiji tih anticiklona protusmjerno. Tako nastaje *pasatna ili meridionalna fronta* (sl. 261.). U suptropskim anticiklonama vrijedi opće pravilo da na njihovoj istočnoj periferiji postoji supsidencija, a na



Sl. 260. Shema postanka odvojene anticiklone od grebena suptropske anticiklone, njezina putanja (isprekidana crta) i spajanje s hladnom anticiklonom u višim geografskim širinama (H. Reinel, 1959.)

zapadnoj periferiji izdizanje zraka; zato je meridionalna fronta zona konvergencije. Iz istočnije anticiklone puhat će južni vjetar, a iz zapadnije anticiklone sjeverni vjetar. Budući da zrak dolazi iz različitih geografskih širina, mora postojati razlika u temperaturi; južna će struja biti toplija, a sjeverna hladnija (obratno je na južnoj hemisferi). Ako pasatna fronta nastane poslije prolaza obitelji ciklona, ona bi bila produžetak polarne fronte u tropske širine, pa je zato neki nazivaju polarnom pseudofrontom. To je jedna mogućnost njezina postanka. Meridionalna fronta može biti samostalna tvorevina i bez direktne veze s polarnom frontom, a to je onda kad je transformacija polarne zračne mase dovršena. Da nekakva, barem daleka veza, postoji, potvrđuje činjenica što se pasatna fronta mnogo češće formira u hladnom nego u toplom dijelu godine. Osim toga, zimi je mnogo izrazitija nego ljeti kad se jedva može nazrijeti.

Čim postoji frontalna ploha – iako i s malenim temperaturnim kontrastom – može se očekivati i postanak valnih poremećaja na njoj. Te ciklone nisu duboke (sl. 261. dolje) jer su obje zračne mase stabilne, a inverzija spuštanja je vrlo jaka. Tako nastaju ciklone koje doduše ne donose obilne kiše, ali su i one korisne jer se meridionalne fronte pojavljuju





Sl. 261. Gore, shema postanka meridionalne ili pasatne fronte na sjevernoj hemisferi; dolje, shema postanka ciklona na meridionalnoj fronti na južnoj hemisferi (M. A. Garbell, 1947.)

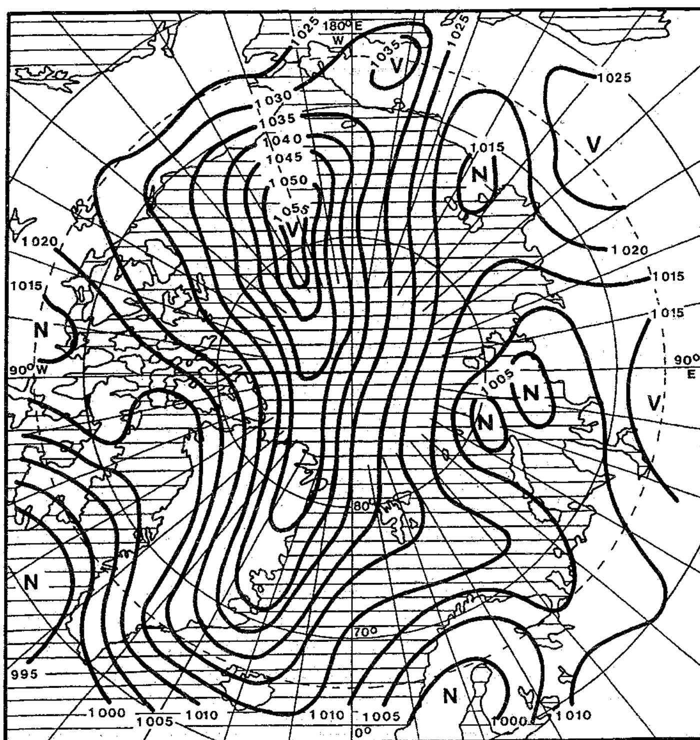
pretežno u sušnim dijelovima svijeta. U tropskom dijelu sjevernog Atlantika u trogodišnjem razdoblju od 1962. do 1964. god. u siječnju je nastajalo prosječno 7 pasatnih fronti, u travnju 9, u srpnju 0,3 i u listopadu 15 (L. V. Koolj, 1967.). Ciklone koje se razvijaju na pasatnim frontama prelaze uglavnom u više geografske širine. Pasatne fronte najčešće nastaju između suptropskih anticiklona iznad sjeverne Afrike i suptropskih anticiklona u području azorskog maksimuma. Zatim se stvaraju uz obalu Californije i zapadnog Meksika između suptropskih anticiklona nad zapadnim tropskim Atlantikom i istočnim tropskim Pacifikom, kad se vrlo približe jedna drugoj. One nastaju i u drugim dijelovima svijeta.

1.6.3.3.2.3. **Hladne anticiklone.** Na kontinentima u umjerenim i višim geografskim širinama, koji su zimi prekriveni snijegom, te nad zaleđenim Sjevernim ledenim morem i nad Antarktičkim ledenim pokrovom, prizemni se zrak – prije svega dugovalnom radijacijom – tako jako ohladi na velikim prostranstvima da se supsidencijom teškog, hladnog zraka stvaraju uvjeti za postanak hladnih anticiklona. Budući da nastaju ohlađivanjem zraka od vrlo hladne podloge, vertikalne dimenzije hladnih anticiklona su malene, najčešće ne više od 2 do 3 km. Važna je činjenica da su sve hladne anticiklone u zimskim mjesecima na kartama srednje raspodjele tlaka fiktivne tvorevine, tj. u svim područjima koje smo označili kao minimume, hladne anticiklone se izmjenjuju s drugim baričkim sistemima, ciklonama, dolinama i grebenima itd. U mnogim se udžbenicima previše shematizira pa se prikazuje kao da je npr. nad Azijom zimi neprekidno golema anticiklona. U stvarnosti je mnogo kompliciranije, tj. uvijek postoji više hladnih anticiklona, a između njih su ciklone. Važno je samo kolika je čestina pojave i zadržavanja hladnih anticiklona. Jasno, sve to vrijedi i za Sjevernu Ameriku, Arktik i Antarktik.

Da bismo uočili kompleksnost situacije, na sl. 262. prikazana je tipična raspodjela tlaka u visokim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi. Naime, sinoptička se situacija često može bitno razlikovati od prosječnog stanja. Golema hladna anticiklona prekriva velik dio Arktika. Njen je centar iznad hladnog centralnog Arktika, manje su sekundarne anticiklone iznad Čukotskog poluotoka i istočnog Sibira, a golemi greben visokog tlaka prodire preko Grenlanda prema Islandu. Dakle, polje visokog tlaka orijentirano je suprotno od orijentacije polja tlaka pri srednjoj raspodjeli tlaka. Iznad Sibira nalaze se dvije odvojene, relativno slabije hladne anticiklone (istočna je jača od zapadne) sa sedlom između njih, a nad sjevernom se Kanadom, gdje je u prosjeku visoki tlak (tzv. jukonska anticiklona), nalazi – ciklona.

Oko tih hladnih anticiklona pojas je niskog tlaka s odvojenim i sekundarnim ciklonama jugozapadno od Grenlanda, nad Skandinavijom, između Novaje zemlje i Sjevernaje zemlje, kod Novosibirskih otoka i nad sjevernom Kanadom.

1.6.3.3.2.4. **Blokirajuće anticiklone.** Već smo se upoznali s postankom odvojenih ciklona ili kaplji hladnog zraka. Druga strana istog procesa je postanak tzv. blokirajućih (zaprečnih) anticiklona. Taj je proces genetski vezan uz opću cirkulaciju atmosfere, odnosno uz meandriranje mlazne struje polarne fronte kao jezgre visinske zonalne zapadne struje, tj. one nastaju raspadanjem dugih ili Rossbyjevih valova. Meandriranje je u završnoj fazi razvoja tako jako da se konačno prekine veza s polarnim zrakom, pa nastane hladna kaplja, a isto se tako prekine veza s tropskim zrakom prema ekvatoru, pa u atmosferi dugo ostaje izolirani »otok« tropskog zraka. U području hladne kaplje je niski tlak, a u području tropskog zraka ostane anticiklona. Budući da je blokiranje zonalne cirkulacije i jačanje meridionalne cirkulacije krajnja posljedica postojanja blokirajuće anticiklone, neki uzimaju da je bolje reći topla kaplja ili kaplja toplog zraka ili visinska anticiklona. Ona bi bila ostatak visinskih grebena (v. sl. 243.) u dugim valovima koji su se raspali i ostali neko vrije-



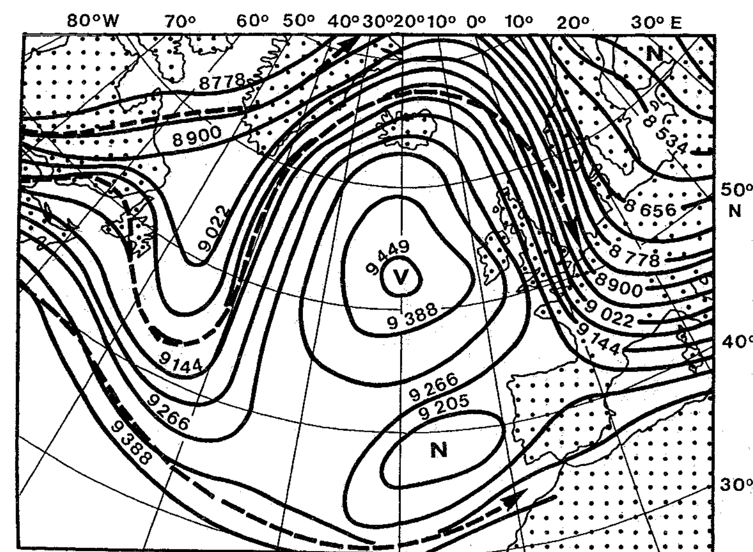
Sl. 262. Raspodjela tlaka u arktičkim krajevima 9. XII. 1958. god. u 00 : 00 UTC (E. Vowinckel i S. Orvig, 1970.)

me kao vrtlozi. Slično kao i u svim drugim anticiklonama preteže supsidencija zraka, on se adijabatički zagrijava, udaljuje se od rosišta, pa je vrijeme u području pod njezinim utjecajem pretežno lijepo sa slabim vjetrom. Za razliku od hladnih kaplji, blokirajuće anticiklone razvijaju se u cijeloj troposferi, tj. i pri tlu, pa se zonalno strujanje prekida u čitavu području. Istraživanja su pokazala da blokiranje (zaprečavanje) nastaje i pod utjecajem kvazistacionarnih grebena visokog tlaka, tako da u donjoj troposferi ne mora nastati anticiklona.

Postanak blokirajuće anticiklone i hladne kaplje, južno ili jugoistočno od nje, odražava se, dakako, i u strukturi mlazne struje; ona se cijepa. Na sl. 263. prikazana je jedna blokirajuća anticiklona nad sjeveroistočnim Atlantikom. Glavna grana mlazne struje zaobilazi blokirajuću anticiklonu sa sjevera, gdje se nastoji ponovno uspostaviti zonalna cirkulacija, neporemećena cirkulacija koja prethodi stvaranju dugih valova. Druga grana mlazne struje zaobilazi blokirajuću anticiklonu i hladnu kaplju s juga i prodire u Mediteran. Centar blokirajuće anticiklone na visini je zapadnije od centra anticiklone pri tlu. (Blokirajuću anticiklonu možemo vidjeti i nad Skandinavijom na sl. 244., a južno od nje je hladna kaplja.)

Za klimu je vrlo važna činjenica da se blokirajuće anticiklone češće pojavljuju u određenim dijelovima svijeta, a čini se da su u genetskoj vezi s raspodjelom kopna i mora; blokirajuća anticiklona nastaje ondje gdje zonalna struja s oceana nailazi na kontinent. Blokirajuće anticiklone (ili tzv. blokingsituacije) najčešće nastaju pred zapadnom obalom Europe i nad Skandinavijom (tj. u istočnom dijelu sjevernog Atlantika) te pred zapadnom obalom Sjeverne Amerike (tj. u istočnom dijelu sjevernog Pacifika), ali češće nad istočnim Atlantikom nego nad istočnim Pacifikom. U području koje nas posebno interesira, blokirajuće anticiklone najčešće nastaju iznad sjeverozapadne Europe i sjeveroistočnog Atlantika na 0–30° W, a iznad Pacifika je blokiranje najčešće na 140–170° W.

Na genezu blokirajućih anticiklona upućuje njihov izrazit godišnji hod; i nad Atlantikom i nad Pacifikom blokiranje se najčešće pojavljuje u hladnom dijelu godine (maksimum u travnju), a naglo opada u ljetnim mjesecima (minimum u kolovozu i rujnu). Bloking-situacija nastaje u tijeku intenzivne ciklogeneze na zapadu, nad oceanima, uz istodobni razvoj velike anticiklone na istoku pred obalom kontinenta. Blokirajuća situacija uglavnom traje vi-



Sl. 263. Blokirajuća anticiklona zapadno od Britanskih otoka i kaplja hladnog zraka zapadno od Pirenejskog poluotoka; 24. XI. 1955. u 12 : 00 UTC. Tanke crte su izohipse izobarne plohe 300 hPa (visina u metrima), isprekidane debele krivulje su mlazne struje (W. G. Kendrew, 1957.)

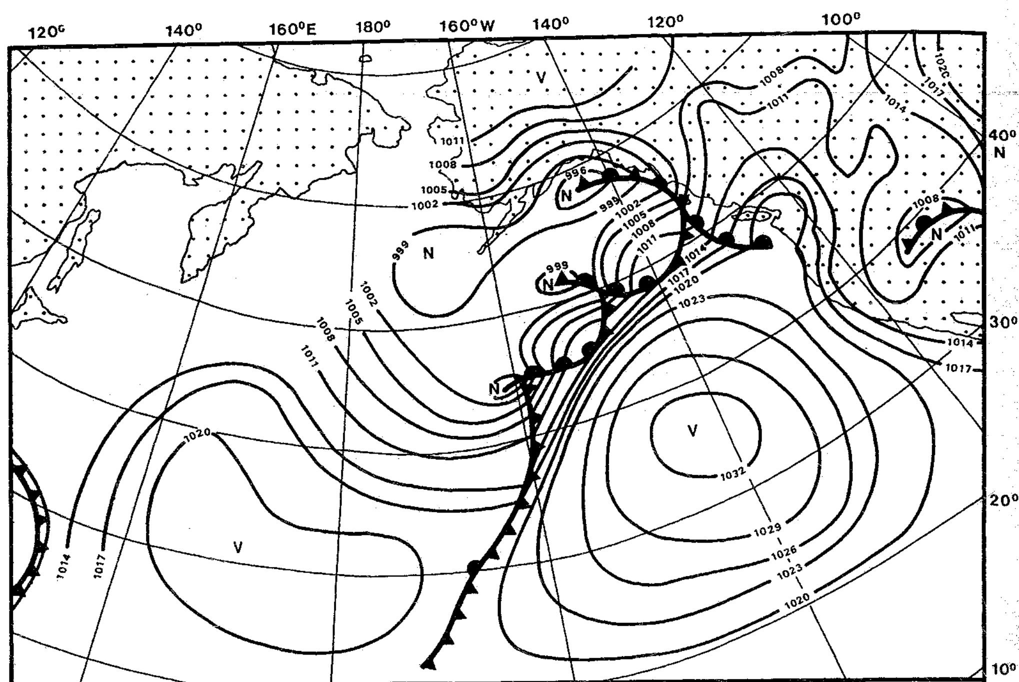
še dana; nad Atlantikom prosječno 16 dana, a pokatkad potraje mjesec pa i više dana. Takva je postojanost vrlo važna za sinoptičku situaciju, tj. za tijek vremena u krajevima pod utjecajem blokirajuće anticiklone, ali ne samo u centralnom području, nego ništa manje i na periferiji, jer po njoj prolaze ciklone zaobilazeći anticiklonsku barijeru. Pod utjecajem blokirajućih anticiklona ciklone u pojasu zonalnih zapadnih vjetrova ne mogu se gibati direktno od zapada prema istoku, nego moraju skretati. Blokirajuća anticiklona utječe na veću frekventiranost nekih ciklonskih putanja čak i po više tjedana, čega ne bi bilo da nje nema.

1.6.3.3.2.5. **Termodinamičke anticiklone.**

Slovenski meteorolog M. Čadež (1960.) utvrdio je analizom sinoptičkih karata da se anticiklone često – osobito ujesen i zimi – nalaze u području Alpa, Kavkaza, Balkana, Pireneja, Skandinavskoga gorja. Za dio tih anticiklona on uzima da nastaju u visokim planinskim područjima zbog jakog trenja nakon prolaza hladne fronte. Tako se hladni zrak zaustavlja ili se smanjuje brzina njegova gibanja, te se konačno zrak koncentrira u obliku hladne kalote u relativno manjem prostoru.

1.6.3.3.2.6. **Završne anticiklone.**

One imaju golemu važnost u sekundarnoj cirkulaciji atmosfere, a preko nje i u općoj cirkulaciji atmosfere, jer se pomoću njih hladni polarni zrak na polarnoj strani polarne fronte, a isto tako i arktički zrak (jasno, i antarktički zrak) prenose u suptropske i tropske širine, gdje se transformiraju u tropske zračne mase. Imaju goleme dimenzije, pa ih zatvara niz gotovo koncentričnih izobara. Gornji izraz »polarni zrak na polarnoj strani polarne fronte« nije posve točan, nego je riječ o općoj shemi, a zapravo je vrlo važna činjenica da završna anticiklona nastaje na kraju, na stražnjoj strani jedne obitelji ciklona, odnosno na najjužnijem (na sjevernoj hemisferi) dijelu visinske doline. Završna anticiklona, koja se sastoji od polarnog ili arktičkog (ili antarktičkog) zraka, zapravo se prelije prema ekvatoru kroz »pukotinu«, kroz prekid *između* dviju grana polarne fronte. (Kad bi polarna fronta bila kontinuirana, »neprobojna« granična ploha između polarnih i tropskih zračnih masa, one se ne bi mogle izmjenjivati na površini, nego bi klin polarnog zraka prodirao prema ekvatoru do određene geografske širine, a na visini bi klizio tropski zrak prema polu i njegova bi transformacija tekla samo na većoj visini, tj. tropski zrak ne bi mogao i pri tlu prodrijeti u visoke geografske širine. To se donekle ipak događa jer polarna fronta mijenja geografsku širinu, tj. ne pruža se od zapada prema istoku, nego od jugozapada prema sjeveroistoku. »Pukotine« u polarnoj fronti omogućuju dubok prodor polarnih zračnih masa na jug, a tropskih zračnih masa na sjever.) Završna anticiklona jača s povećanjem amplitude Rossbyjeva vala u njezinu području, odnosno sa sve dubljim prodorom hladnog zraka prema ekvatoru. S druge strane, ciklone u obitelji ciklona gibaju se u smjeru prodora tropskog zraka, dakle prema sjeveroistoku (na sjevernoj hemisferi). Na kraju svoje evolucije završna anticiklona spoji se s jednom suptropskom anticiklonom, gdje se potpuno transformira u suptropsku anticiklonu, odnosno polarna zračna masa transformira se u tropsku zračnu masu. (U skladu s djelovanjem

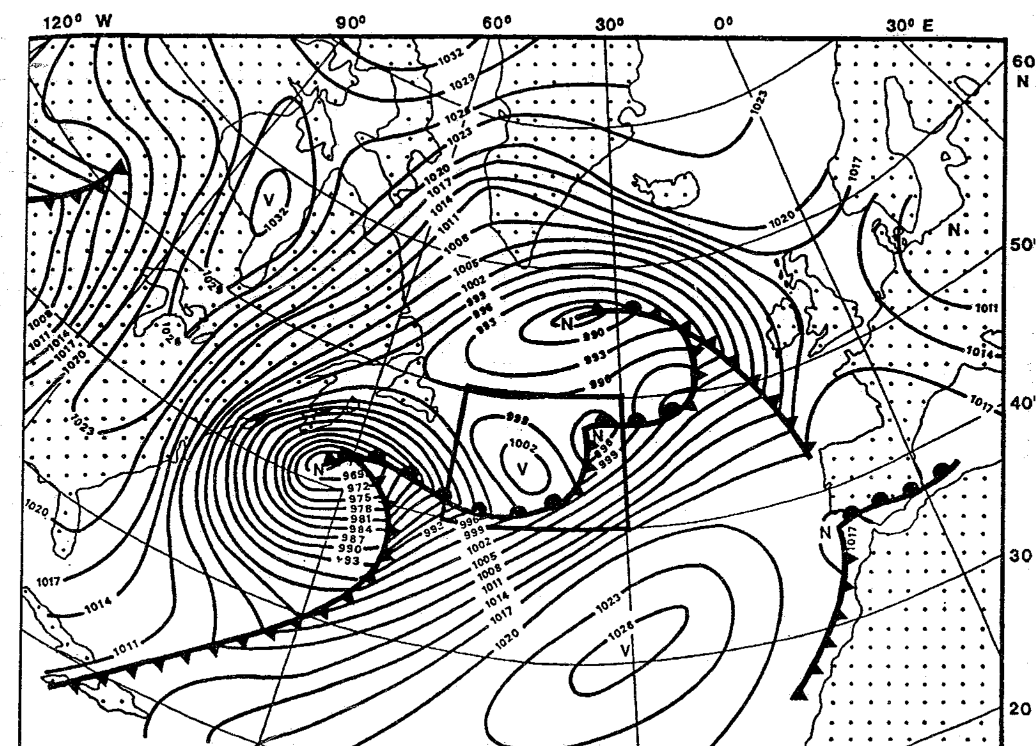


Sl. 264. Prizemna sinoptička situacija na sjevernom Pacifiku 22. XII. 1938. god. u 00 : 00 UTC (W. L. Donn, 1951.)

zakona inercije potpuna transformacija trajat će dugo, pa će se u novoformiranoj suptropskoj anticikloni još dugo zadržati tragovi njezina »podrijetla«. Vidjeli smo da će to biti i te kako važno za postanak tropskih ciklona, jer ulazeći u pasatnu cirkulaciju, i malene razlike u temperaturi mogu imati nedogledne posljedice.) Za taj razvoj najpovoljniji uvjeti postoje na dodiru kontinenata i oceana u hladnom dijelu godine, jer su tada temperaturni kontrasti najveći. Završne anticiklone privremeno narušavaju zonalnu cirkulaciju, pa pod njihovim utjecajem ona postaje meridionalna, posebno na njihovoj istočnoj i zapadnoj periferiji, a anticiklona se kao cjelina sporo premješta iz viših geografskih širina u niže da bi pri kraju počela skretati na istok, ali sada već kao posve formirana suptropska anticiklona.

Sve što je rečeno o završnim anticiklonama vrlo se zorno vidi na sl. 264. Dva dana prije toga (20. XII.) obitelj ciklona bila je bliža Aljaski i Kamčatki, ali je pod utjecajem prodora hladnog zraka sa sjevera sve više »rotirala«, tj. mlade ciklone spuštale su se sve dalje na jug, što je djelomično omogućeno i istodobnim pomakom velike suptropske anticiklone sjeveroistočno od Havajskih otoka prema sjevernoameričkom kopnu. Matična ciklona je posve okludirana, a u širem njezinu području polje je niskog tlaka. Završna anticiklona je već sasvim formiran barički sistem velikih dimenzija i već je zatvoreno nekoliko izobara. Između nje i starije suptropske anticiklone na istoku postoji stanovita temperaturna razlika, pa se još održala polarna frontalna ploha, ali je ona izgubila svoja bitna svojstva (npr. rijetke izobare u njezinu području).

1.6.3.3.2.7. **Anticiklona unutar obitelji ciklona.** Ona nastaje između dvije ciklone iste obitelji ciklona na polarnoj fronti u hladnoj zračnoj masi, na polarnoj strani hladne fronte. Nastat će onda ako je prodor hladnog zraka vrlo jak. Ako nije tako, onda umjesto anticiklone nastane samo greben visokog tlaka, ali i u njemu postoji u biti anticiklonska cirkulacija. Za nju je bitno da se izobare ne zatvaraju, nego se kao »klinovito ispupčenje« pružaju prema polarnoj zračnoj masi (tj. prema sjeveru na sjevernoj hemisferi), jer su dio suptropske anticiklone južno od fronte. Takve anticiklone, ili mnogo češće grebeni visokog tlaka, malokad dostižu visinu veću od 2 do 3 km, a brzo se gibaju istom brzinom i istim smjerom kao i ciklone između kojih se nalaze. (Na barogramu se vidi nagli porast tlaka, a poslije njega isto tako nagli pad tlaka; tome često odgovara naglo, ali kratkotrajno razvedravanje.)



Sl. 265. Anticiklona unutar obitelji ciklona; prizemna sinoptička situacija na sjevernom Atlantiku 15. II. 1940. god. u 12 : 00 UTC (W. L. Donn, 1951.)

Na sl. 265. prikazana je jedna obitelj ciklona na polarnoj fronti na sjevernom Atlantiku. Obitelji ciklona se ne razvijaju uvijek onako jednostavno kako se prikazuje shemama. Upravo je tako bilo i 15. II. 1940. Matična ciklona kod Islanda posve je okludirana, a jugozapadno od nje je jedna manja ciklona tek u početku razvoja (između nje i matične ciklone je greben visokog tlaka) i jedna vrlo velika i duboka ciklona koja se nalazi u početnoj fazi okluzije. Južno od polarne fronte je azorska anticiklona. U tom nas slučaju najviše interesira četverokut između 30° i 50° W i 40° i 50° N (posebno podebljano na sl. 265.). To je vrlo lijep primjer razvoja anticiklone u sklopu jedne obitelji ciklona. Da su dimenzije takvih anticiklona malene, vidi se i na ovoj slici kad se pogleda kolika je suptropska anticiklona južno od nje. Tu anticiklonu u sklopu obitelji ciklona čine samo dvije zatvorene izobare, ali se njezin greben nastavlja prema sjeverozapadu.

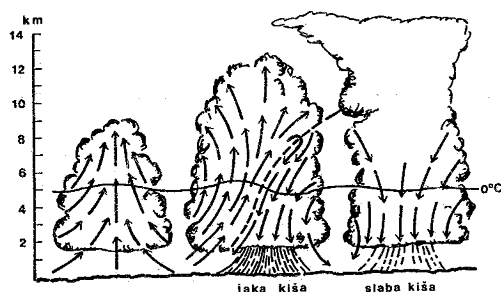
Na toj slici, sjeveroistočno od te anticiklone, vidi se jedna mlada ciklona u kojoj se zatvorila samo jedna jedina izobara (996 hPa).

1.6.3.3.3. NEPOGODE.

1.6.3.3.3.1. **Definicija nepogoda.** U atmosferske se nepogode ubrajaju povremene, relativno manje i kratkotrajne promjene vremena čija je zajednička osobina – osim prostorne i vremenske ograničenosti – i velika intenzivnost. Isto tako zajednička im je karakteristika da u njima nema frontalnih ploha koje bi odvajale kontrastne zračne mase, ali s druge strane često su genetski povezane s frontalnim plohama jer nastaju na njima, iako ne uvijek. Svima je zajednička karakteristika vrlo jako konvekcijsko strujanje. Pri klasifikaciji atmosferskih nepogoda pojavljuje se opet isti problem kao i više puta do sada; kriteriji nisu ujednačeni ili nisu dovoljno precizno definirani, ili ako su definirani, nisu općenito prihvaćeni, ili se u brojnim radovima upotrebljavaju termini za koje se ne navodi što oni podrazumijevaju, ili se nekoliko tipova nepogoda spoji i prikaže pod zajedničkim nazivom jednoga od uključenih tipova nepogoda i, konačno, u prijelaznim područjima mogu se pojavljivati nepogode ra-

zličita postanka, a na kartogramskom su prikazu označene nekim zajedničkim nazivom. Pod nepogodama misli se na poremećaje u atmosferi koji se ne daju identificirati na dnevnim sinoptičkim kartama, tj. na mjestu nepogoda *nema* zatvorenih izobara.

1.6.3.3.3.2. **Postanak termičke konvekcije.** U većem dijelu svijeta, u tropima i izvan njih, osim u hladnim polarnim krajevima, pojavljuju se nepogode koje su po intenzitetu, trajanju i površini vrlo različite. Osnovni uzrok svih tih nepogoda najrazličitijeg intenziteta je isti, a to je konvekcija (sl. 265. A).

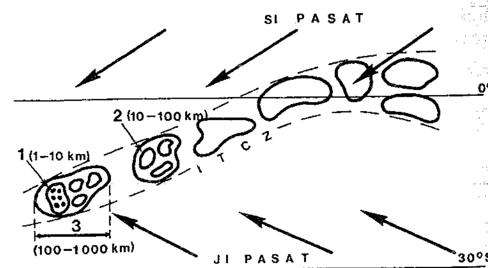


Sl. 265 A. Tri faze u razvoju konvekcijske nepogode isključivo termičkog postanka. Zbog trošenja topline za evaporaciju kišnih kapi i pahuljica snijega, u desnom dijelu srednje faze nastaje jaka silazna struja hladnog zraka. (Izvor: J. M. Moran i M. D. Morgan, 1989.)

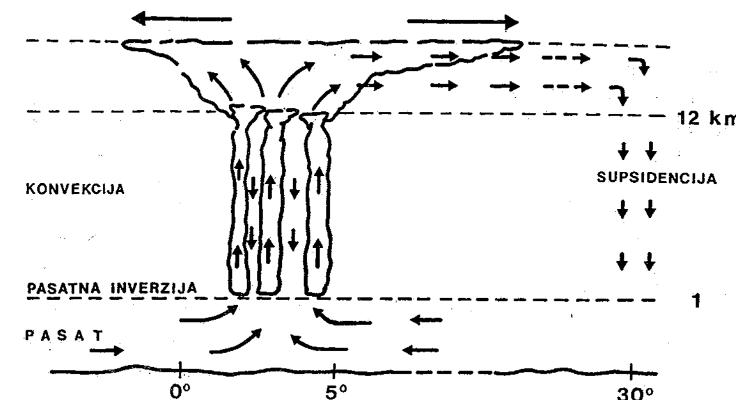
Najjednostavniji je primjer zagrijavanje zraka od toplije podloge. U prirodi – osobito na kopnu – praktički ne postoji savršena uniformnost ili homogenost podloge; već na samo nekoliko stotina metara udaljenosti postoje različiti nagibi padine, vrste i boje tla, vlage tla, tipovi vegetacije itd., što sve uzrokuje nehomogenost i na maloj površini. Konačna je posljedica diferencirano zagrijavanje podloge, pa i na malenoj udaljenosti nastane razlika u temperaturi od 0,5 °C, ili istog reda veličine. Tako se stvaraju česti zraka koje su toplije od okolice, a to znači da ih uzgon – sila suprotna smjeru djelovanja gravitacije – počinje izdizati. Pokazalo se da izdizanje toplijeg zraka nije kaotično, nego je organizirano u volumenu toplijeg zraka koji se izdiže.

1.6.3.3.3.3. **Nepogode u tropima.** Atmosfera iznad tropskih oceana i iznad kopna u blizini ekvatora nešto podalje od suptropskih anticiklona veći je dio godine u stanju latentne labilnosti. To znači da je potreban najslabiji impuls i već će se masa zraka, izdignuta iz donjih slojeva atmosfere, podignuti sve do srednje i gornje troposfere, jer će se brzo nakon početka izdizanja vodena para kondenzirati. Tako nastaju veliki »mjehuri« ili stupci zraka iznad kojih se razvijaju kumulusi i kumulonimbusi. Tropski su cikloni relativno rijetka pojava u najvećem dijelu tropa; od njih su mnogo češće tropske oluje (brzina vjetra 8–12 bofora, tj. od 34 do 64 čvora). Samo poneke, rijetke tropske oluje prelaze u tropske ciklone. Vjetar slabiji od 8 bofora, tj. kad mu je brzina manja od 34 čvora, puše u tropskim depresijama, koje se sastoje od odvojenih kumulonimbusa.

Svu kompleksnost konvekcije najbolje ćemo upoznati u tropima, u zoni gdje zbog malenoga horizontalnoga gradijenta temperature i drugih klimatskih elemenata postoje optimalni uvjeti za njezin postanak. Donedavno se uvijek prikazivalo da se uz ekvator sukobljuju pasati s obje hemisfere, i da se zbog toga, i zbog stalno visoke temperature i obilne vlage, zrak kao jedinstvena masa izdiže gotovo do granice troposfere. Tako je, međutim, samo u globalnoj generalizaciji. Na sl. 266. prikazana je shema razvoja konvekcijske naoblake u intertropskoj zoni konvergencije u sinoptičkim razmjerima. Snimci sa satelita pokazuju da iznad tropskih oceana individualni konvekcijski elementi, kumulusi i kumulonimbusi, s individualnim promjerom od 1 do 10 km (1 na sl. 266.) pokazuju jasnu tendenciju grupiranja u mezokonvekcijske stanice s promjerom od 10 do 100 km (2). Grupiranje se opaža i na još višoj razini; nekoliko mezokonvekcijskih stanica grupiraju se u izolirane grozdove oblaka s promjerom od 100 do 1 000 km (3). Ti pak grozdovi oblaka nižu se jedan do drugog u zoni ITC, a po pravilu se gibaju od istoka prema zapadu. Očito je da se jedan grozd oblaka može identificirati kao – već opisana – tropska depresija, pa bi granica između poremećaja i nepogoda u tropima bila difuzna. U nekim dijelovima svijeta ti se nizovi grozdova oblaka prekidaju, a ponegdje se pojavljuju na obje hemisfere, ali je pojas na sjevernoj hemisferi najčešće razvijeniji nego



Sl. 266. Shema intertropske zone konvergencije sa sistemima konvekcijske naoblake: 1. individualni konvekcijski elementi, 2. mezokonvekcijske stanice i 3. grozd oblaka (B. J. Mason, 1970.)

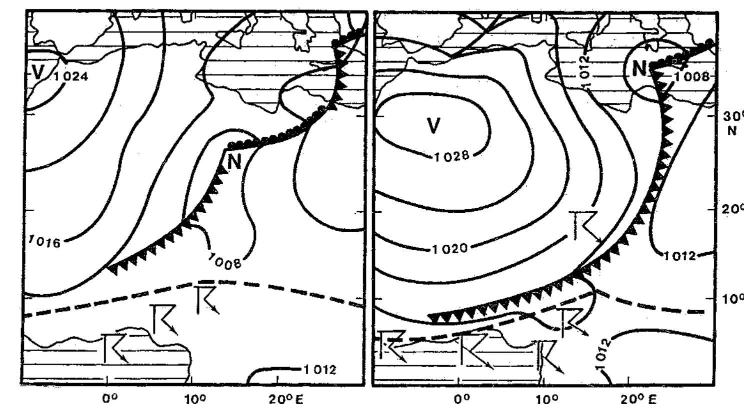


Sl. 267. Shema cirkulacije u tropima u jednom grozdu oblaka (B. J. Mason, 1970.)

na južnoj. Vrlo je vjerojatno da oslobođena latentna toplina kondenzacije u spomenutim konvekcijskim sistemima u ITCZ-u služi kao motorna sila za pokretanje pasata, a s druge strane konvergencija pasata omogućuje konvekciju u ITCZ-u.

Na sl. 267. prikazana je shema cirkulacije u jednom grozdu oblaka (promjer oko 1 000 km). Ona upućuje na još finiju strukturu već poznate i prihvaćene konvekcijske cirkulacije u tropima. U donjem prvom kilometru troposfere dominira pritjecanje vlažnoga pasatnog zraka. Između 1. i 12. km silno je razvijena konvekcija, ali ona – za razliku od dosadašnjih shema – nije jednostavna, tj. ne postoji homogeni stupac ili valjak zraka u kojemu nastaje konvekcija s jedinstvenim kumulonimbusom golemih dimenzija. Postoji zapravo nekoliko stupaca u kojima se zrak izdiže i od kojih nastaju individualni »oblačni stupci«, a između njih su stupci u kojima se zrak spušta, pa se u njima naoblaka raspada. Tek na visini oko 12 km pojedine se mezokonvekcijske stanice spajaju u jedinstven sistem oblaka, koji gledan odozgo (sa satelita) djeluje kao cjelina, kao grozd oblaka koji se razilaze, jer iznad 12 km prete že horizontalna komponenta gibanja, tj. zrak prelazi u više geografske širine te se na stanovitoj udaljenosti od ekvatora (na 30° na sl. 267.) počinje spuštati u zoni suptropskih anticiklona. Hadleyeva stanica nikako nije statička tvorevina, jer ITCZ veoma varira i po intenzitetu (red veličine nekoliko dana do nekoliko tjedana) i po geografskom položaju. To uzrokuje povremene prekide padalina u tropima, a ti prekidi imaju golemo praktično značenje.

Nepogode u tropima ne bismo posve upoznali ako ne bismo rekli koju riječ o mogućnosti njihova postanka pod utjecajem izuzetno jakih prodora polarnog zraka daleko prema ekvatoru. Kako nastaju nepogode takve vrste u sjevernoj i zapadnoj Africi, prikazano je na sl. 268. U promatranu području zimi se najčešće nalaze suptropske anticiklone. Nad južnom Europom razvila se vrlo prostrana blokirajuća anticiklona, koja je omogućila pritjecanje hladnoga polarnog zraka u sjeverozapadnu Afriku, a na prednjoj strani visinske doline nastala je ciklona s frontalnom plohom golemih dimenzija. Cijeli se sistem premještao od zapada prema istoku, odnosno centar ciklone gibao se prema sjeveroistoku. Iz srednje je



Sl. 268. Nepogode u Africi prouzročene prodorom polarne zračne mase sve do ekvatorske fronte (isprekidana krivulja); prizemna sinoptička situacija krajem prosinca 1960. god. (L. S. Matthews, izvor: D. H. Johnson, 1965.)

Sahare centar ciklone nakon određenog vremena prešao u istočni Mediteran, pa je hladni zrak preplavio veći dio Sahare i tropske krajeve sjeverne Afrike. Hladna fronta je prodrla sve do Gvinejskog zaljeva, jer je iza nje nastala velika anticiklona koja je i dalje podržavala pritjecanje hladnoga polarnoga zraka. Od 24. do 26. XII. intertropska fronta pomakla se nekoliko stotina kilometara sjeverno od svoga srednjeg položaja u tom dijelu godine, jer ju je »privukla« duboka ciklona nad Saharom, koja je prouzročila suprotnu raspodjelu tlaka nego što je normalno; viši tlak bio je uz ekvator, a mnogo niži tlak nad srednjom Saharom, tj. u zoni polarne fronte. S daljnjim prodorom polarne fronte intertropska je fronta pomaknuta na jug, te se ona 28.–29. XII. nalazila na obali Gvinejskog zaljeva. Pomicanjem ITF-a na sjever (sl. 268. lijevo) grmljavinske su nepogode prodrle daleko na sjever do južne periferije Sahare, a onda su zahvatile južne krajeve neposredno uz ekvator, a na sjeveroistoku do centralne Sahare. Vrlo jake grmljavinske nepogode posljedica su utjecaja hladnoga polarnog zraka na pojačanje konvekcije u zoni intertropske fronte. Iako se takvi hladni prodori događaju češće nego što se nekada mislilo, većina ih ne dopire tako blizu do ekvatora kao što je prikazano u tom primjeru. (Nije potrebno posebno upozoravati da je u tropskoj Africi nakon hladne fronte temperatura znatno pala; to su valovi hladnoće koje domaće stanovništvo teško podnosi.)

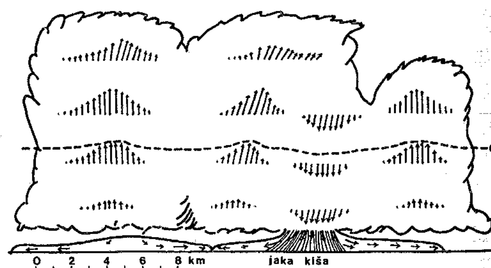
1.6.3.3.3.4. **Izvantropske nepogode.** U atmosferske nepogode izvan tropa ubrajaju se sve pojave koje prate vrlo razvijene kumulonimbuse, a to su vrlo jaki vjetrovi, kiša ili tuča (i snijeg), sijevanje (munje), grmljavina (popratna akustična pojava). Budući da nepogode duboko djeluju na čovjekove emocije i da se često spominju putem medija masovnih komunikacija, postoje brojni nazivi za njihove oblike, kao što su nepogoda, nevrijeme, oluja, grmljavinski pljusak, prolom oblaka, nevera, vihor, uragan, orkan, tornado. Tako je u stvarnosti, a pozornija će analiza tih termina otkriti da – kao što se to često događa u klimatologiji – nema sistematičnosti koja se temelji na genezi procesa. Vihor, uragan, orkan su vizualne oznake za stupanj brzine vjetra, a tornado je zapravo samo vertikalni »lijevak« ili vrtlog ispod kumulonimbusa, tj. dio je nepogode većih razmjera, a u običnom se životu često izuzetno jaka nepogoda kao sistem krivo naziva tornadom. Bitna karakteristika svih izvantropskih nepogoda jest relativno kratko trajanje, velik intenzitet, malene horizontalne dimenzije. Nepogode nastaju vrlo jakim naglim izdizanjem toplog i vlažnog zraka u kumulonimbusima, pa je oslobođena latentna toplina kondenzacije i sublimacije izvor energije za njihov razvoj. Za razliku od ciklona, ne postoji spiralno strujanje zraka, a svima je zajednička jaka konvekcija.

Grmljavinske nepogode izvan tropa klasificiraju se prema postanku u dvije skupine: a) nepogode u zračnoj masi i b) frontalne nepogode.

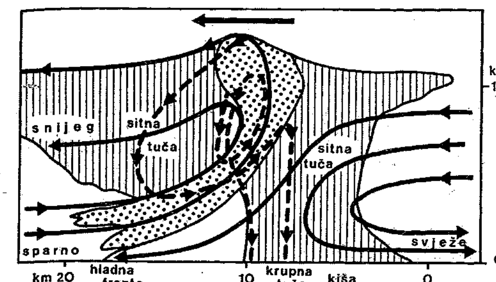
Nepogode u zračnoj masi nastaju u jednoj zračnoj masi (sl. 268. A). Njihov je uzrok naglo zagrijavanje podloge i najdonjih slojeva troposfere, pa bi one bile *termičkog* postanka. Mehanizam postanka upućuje na zaključak da će takve nepogode nastajati u toplom dijelu godine u poslijepodnevnim satima. Takve nepogode uglavnom ne nastaju na jednome mjestu, nego ih istodobno nastaje više, kao da su bez pravila »razbacane« u zračnoj masi u kojoj nastaju. Zahvaćaju oko 25–50 km^2, traju redovno 1/2 do 1 sat. Najčešće pada kiša, rjeđe i slabija tuča.

Orografske nepogode nastaju mehaničkim, prisilnim izdizanjem labilnog zraka uz neku izrazitiju reljefnu barijeru kao što je planina i padina visoravni. Prisilnim izdizanjem nastaje kondenzacija i oslobađanje latentne topline kondenzacije koja uzrokuje daljnje izdizanje zraka. Zato su nepogode češće u planinskim nego u nizinskim krajevima. Njihova je karakteristika da su gotovo stacionarne, tj. ne gibaju se dalje od planine na kojoj su nastale.

Detaljnija su istraživanja otkrila da vertikalno strujanje u nepogodama nije jednostavno; to nisu »dimnjaci« uzlaznog zraka. Pokazalo se da uglavnom postoji tendencija okupljanja konvekcijskih stanica izmiješanih sa stanicama u kojima se zrak istodobno spušta. Dimenzije takvih nepogoda (s pravom se govori o »konglomeratima kumulonimbusa«) naglo rastu, zato duže traju. Ako zrak koji se izdiže ne dođe do razine gdje počinje zaleđivanje, bit će samo pljusak kiše. Tuča će nastati samo ako je vertikalna dimenzija oblaka velika, ako je njegov veći dio iznad razine zaleđivanja.



Sl. 268 A. Vertikalno strujanje u razvijenoj višestaničnoj grmljavinskoj nepogodi. Za izdizanje susjednoga toplog zraka, tj. za postanak novih konvekcijskih stanica važno je potkopavanje hladnog zraka koji se spušta iz dijela nepogode gdje pada jaka kiša (Izvor: H. R. Byers, 1974.)



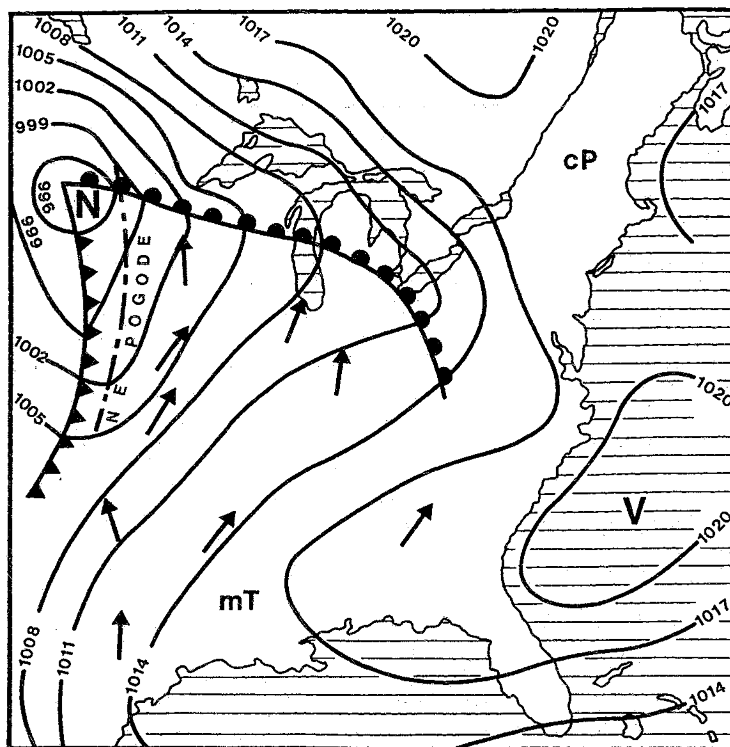
Sl. 269. Shema strujanja u nepogodi s tučom u momentu maksimalnog razvoja; pune strelice – strujnice; isprekidane strelice – putanje zrna tuče; točkicama je označeno područje gdje nastaje kondenzacija u uzlaznoj struji; vertikalnim crtama označeno je područje s padalinama koje su ispale iz zone izdizanja (F. H. Ludlam, 1961.)

Optimalni uvjeti za razvoj grmljavinskih nepogoda ipak ne postoje unutar jedne zračne mase. One će prije nastati na frontama, osobito na hladnoj fronti u toplom dijelu godine. Tako nastaju *frontalne* nepogode. (Ovdje se nećemo baviti problemom gdje je granica između frontalnih i termičkih nepogoda, jer zajedno i istodobno djeluju dva procesa, termička i prisilna konvekcija. Možemo samo zaključiti da se danas uzima da je veći dio grmljavinskih nepogoda ili konvekcijskih kiša koje padaju na kontinentima zapravo i frontalnog i termičkog postanka. To najbolje potvrđuje činjenica da se na sinoptičkim kartama u svim ljetnim mjesecima u svim umjerenim širinama vide fronte.)

Na sl. 269. prikazano je strujanje u razvijenoj frontalnoj nepogodi, ali opet – plošno. Na hladnoj fronti hladni zrak može prodirati, zapravo spuštati se takvom snagom (desno na sl. 269.) da potiskuje i izdiže topli zrak (lijevo od fronte), koji se naglo izdiže sve do tropopauze (taj topli zrak označen je točkicama). Hladni ili svježi zrak koji se potkopava pod topli zrak naknadno se hladi i prolaženjem tog zraka kroz »zavjesu« kiše i tuče, pa se tu njegova toplina troši na evaporaciju kapljica kiše i na taljenje zrna tuče. Gibanje zraka prikazano je kao da je nepogoda u tom momentu stacionarna; u stvarnosti strujanje se stalno mijenja jer se cijeli sistem premješta zdesna nalijevo. Strujanje ovisi i o fazi razvoja nepogode.

Dugo je poznata činjenica da tuča pada u uskom, dugom pojasu, a zrna tuče, u kojima se izmjenjuju slojevi prozirnog leda (on nastaje tzv. vlažnim rastom u sredini s obilnom vlagom) i neprozirnih slojeva (koji nastaju »suhim rastom«, tj. zrna tuče sudaraju se s pothlađenim kapljicama vode, pa se one smjesta smrznu), upućuje na vrlo kompleksnu prirodu njihova postanka. Jedno i drugo mora se uzeti u obzir pri izgradnji teorije o strujanju u nepogodi. Nerijetko velika, teška zrna tuče nužno upućuju na zaključak da uzlazna struja, koja ih je držala u zraku, mora biti vrlo jaka. F. H. Ludlam (1961.) navodi da su izmjerene brzine konvekcijske struje čak do 100 m s^{-1} i vrlo je jaka čak do tropopauze. U uzlaznoj struji toplog, vlažnog zraka na određenoj visini vodena se para kondenzira i stvaraju se kišne kapi. (U već razvijenoj nepogodi dio kišnih kapljica može nastati taljenjem sitnih zrna tuče na njihovu prvom padu kroz topli zrak u prednjoj strani nepogode. Treća je mogućnost – iako vrlo malena – da uzlazna struja »povuče« za sobom sitne kapljice vode iz baze oblaka, a one poslije toga normalno rastu. Ako se u početnoj fazi kruta jezgra rastali i zatim opet smrzne, tuča ima bistru jezgru. Ako se ne rastali, nego dalje raste, onda je jezgra tuče mutna.) Nošene jakom uzlaznom strujom te se kapljice iznad razine s temperaturom 0 °C (nije posve jasno jesu li potrebne i jezgre sublimacije) počnu smrzavati, a struja zraka ih i dalje diže, i na tom putu one rastu. Budući da topla struja zraka horizontalno skreće u smjeru gibanja nepogode, ta sitna zrna tuče počnu padati kroz debeli sloj zraka s padalinama, i na tom putu rastu. Padajući, opet dođu do uzlazne struje koja ih još jednom diže uvis, zatim se ponovi padanje kroz zrak u prednjem dijelu nepogode, pa opet izdizanje u vlažnoj uzlaznoj struji. Ako se to dogodi samo jednom, tuča će biti sitna, a ako se to ponovi nekoliko puta, onda će tuča toliko narasti i otežati da će konačno brzina uzlazne struje biti preslaba da ih održi u zraku, pa će kroz »hladni sektor« nepogode padati krupna tuča. Na tako dugu putu zrna tuče kroz područja u kojima su temperatura i vlaga te brzina izdizanja i spuštanja vrlo različiti, »hvatanje« leda na njima teći će različitom brzinom, odnosno izmjenjivat će se »suhi« (neprozirni sloj) i »vlažni« razvoj (prozirne ljuske), i to nekoliko puta. Opisani mehanizam postanka tuče potvrđuje i činjenica da velika zrna tuče nastaju samo onda kada postoji jak vjetar na visini, koji »prebaci« zrna tuče s vrha oblaka naprijed u smjeru gibanja nepogode.

Frontalne nepogode redovito ne nastaju same, nego se kumulonimbusi nižu jedan do drugoga i po više stotina kilometara. Najpovoljniji uvjeti za postanak takvih nizova kumulonimbusa postoje ljeti na hladnoj fronti (otuda naziv nepogode na hladnoj fronti) na sukobu svježeg maritimnoga zraka (u Europi) ili hladnijeg kontinentskoga polarnog zraka iz viših geografskih širina (u Sjevernoj Americi) i mnogo toplijeg i vrlo vlažnog zraka nad kontinentom ili maritimnog tropskog zraka s juga. Nepogode na hladnoj fronti gibaju se istim smjerom kao i



Sl. 270. Topli val u srednjem dijelu SAD-a s nepogodama ispred hladne fronte (G. Trewartha, 1954.)

hladna fronta, pa to olakšava njihovu prognozu. Nepogode na hladnoj fronti nastaju u svako doba dana i noći, a mogu se prepoznati po naglom padu temperature poslije prolaza nepogode, odnosno hladne fronte. (Taj je pad temperature djelomično posljedica ohlađenja zraka u samim nepogodama gdje se toplina troši za evaporaciju vode.)

U toplom dijelu godine nepogode često nastaju u toplom sektoru ciklone neposredno (nekoliko desetaka, pa i stotinjak i više kilometara) ispred nadiruće hladne fronte; budući da i te nepogode pokazuju tendenciju da se nižu jedna do druge u pojasu dugom i po više stotina kilometara, takve se fronte nazivaju *linijama nestabilnosti* ili pseudohladnim frontama. Vrijeme na liniji nestabilnosti vrlo je slično vremenu na hladnoj fronti; grmljavinske nepogode nerijetko su praćene tučom i jakom kišom, a nisu rijetki slučajevi da na njima nastaju tornada, osobito u SAD-u. Jedna takva linija nestabilnosti s grmljavinskim nepogodama prikazana je na sl. 270. S juga, iz Meksičkog zaljeva, prodire jaka struja toplog i vlažnog maritimnog tropskog zraka kao sastavni dio strujanja na zapadnoj periferiji suptropske anticiklone nad zapadnim Atlantikom (neki je zato nazivaju bermudskom anticiklonom). Iznad Sjeverne i Južne Dakote je ciklona nakon koje prodire relativno hladan zrak (cP zračna masa). Temperaturni kontrasti su, dakle, vrlo izraziti. Ispred hladne fronte nastala je linija nestabilnosti s jakim nepogodama.

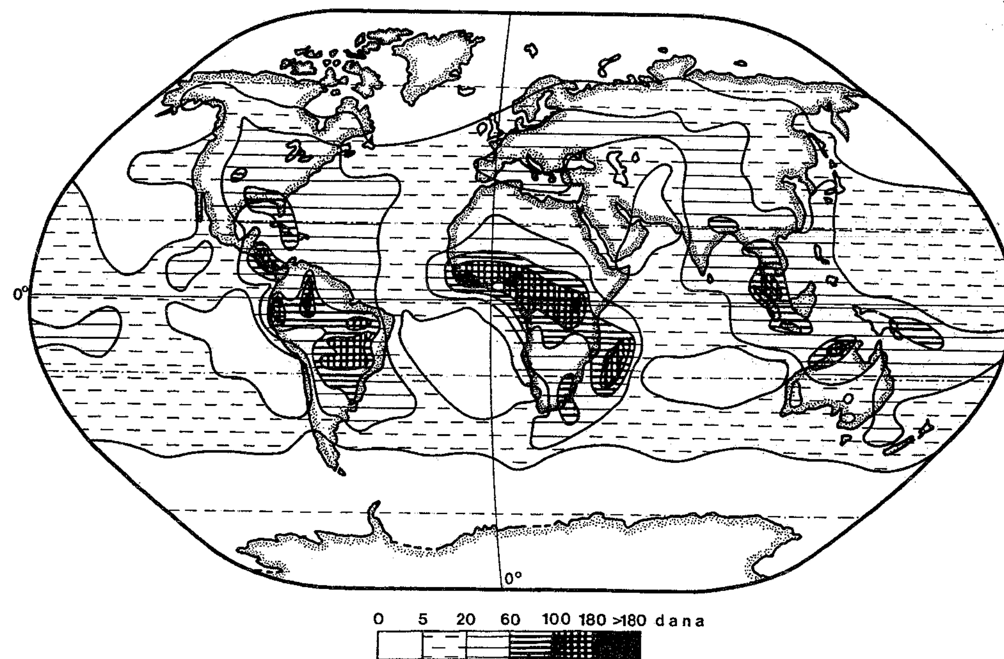
Kako nastaju linije nestabilnosti? Da bismo riješili taj problem, potrebno je vratiti se na vertikalni profil razvijene ciklone, kako je prikazano na sl. 230. Nas će u ovom primjeru specijalno zanimati hladna fronta. Na njoj se na određenoj visini vidi klinovito ispupčenje hladnog zraka u smjeru gibanja hladne fronte. Ako su temperaturni kontrasti s obje strane hladne fronte veliki, onda masa hladnog zraka prodire vrlo burno, s velikom snagom. Ona mora istisnuti s mjesta masu toplog i vlažnog zraka i mora svladati jako trenje s podlogom. Posljedica je toga da hladni zrak na visini prodire brže nego pri tlu. Hladni zrak »najahuje« na topli zrak pa će se prije ili poslije, sad na jednome, sad na drugome mjestu naglo probiti do podloge i izdignut će topli zrak. Tako nastaju kumulonimbusi. Veliku važnost ima i istjecanje hladnog zraka iz same nepogode; ono čak može inicirati razvoj nove nepogode. Utvrđeno je da na linijama nestabilnosti, na kojima nastaju nepogode s tornadima, postoji visinska hladna fronta, tj. advekcija hladnog zraka. Opet, očito je da je riječ o kompleksnim procesima. U kompliciranim sinoptičkim situacijama može postojati i nekoliko linija nestabilnosti. Kratkotrajne su (najčešće ne traju više od 12 sati) i iza hladne fronte, a čine teškoće zrakoplovima.

Nepogode na toploj fronti su rjeđe nego na hladnoj fronti, jer je izdizanje toplog zraka uz toplu frontalnu plohu uglavnom vrlo sporo. Te su nepogode slabije nego na hladnoj fronti jer su na većoj visini. Slične nepogode nastaju i na okludiranim frontama.

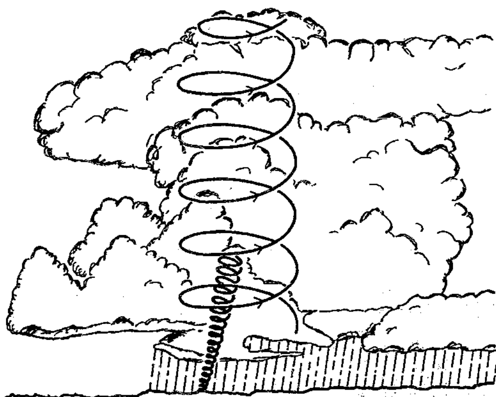
1.6.3.3.3.5. **Geografska raspodjela nepogoda.** Znamo iz životnog iskustva da su nepogode relativno rijetke, ali su često vrlo važne zbog svoje destruktivnosti. Njihova je važnost osobito porasla s ekspanzijom zračnog prometa. Opće je pravilo (sl. 271.) da nepogoda ima više iznad kopna nego iznad morskih površina. Iz fizičkih uvjeta postanka nepogoda lako se može zaključiti da je njihov broj najveći u vlažnim tropskim krajevima, a u onom dijelu tropa gdje su kiše koncentrirane u ljetnom dijelu godine i većina se nepogoda pojavljuje u tom istom dijelu godine. Po velikom broju nepogoda poznati su neki dijelovi Amazonije, obala Gvinejskog zaljeva, zavala Konga, Madagaskar i jugoistočna Azija. Na rubu tropa i u suptropima mnogo nepogoda ima nad toplim morima, do kojih prodiru poremećaji i nepogode iz nižih, ekvatorskih širina (Meksički zaljev, Bengalski zaljev, južni Brazil). Poznati su neki krajevi s izuzetno velikim brojem nepogoda; u Đakarti ih ima prosječno 136 godišnje, u nekim dijelovima Amazonije 200 i više. Kao ekstreman primjer u literaturi se navodi Bogor, u planinskoj unutrašnjosti Jave, s prosječno 322 nepogode godišnje. Tu se očituje pravilo da se broj nepogoda povećava pod utjecajem visokog reljefa.

Karakterističan je mali broj nepogoda nad oceanima uza zapadnu obalu Južne i Sjeverne Amerike, zapadno od Afrike južno od ekvatora, između Somalije i Pakistana te u srednjem dijelu Indijskog oceana. To je u genetskoj vezi sa suptropskim anticiklonama, u kojima postoji stabilna stratifikacija i supsidencija zraka nad relativno hladnijom vodom koja izvire u tim područjima iz većih dubina (Somalija-Pakistan) ili dolazi iz viših geografskih širina (Bengvelska, Peruanska, Kalifornijska struja). U većini tih slučajeva postoji kombinacija djelovanja supsidencije zraka i stabilizirajućeg utjecaja hladne vode.

Da nije dostatna samo visoka temperatura podloge da bi nastala nepogoda (nego je potrebna mogućnost konvekcije u debelom sloju troposfere), vidi se po malenom broju nepogoda u golemom suhom pojasu od Sahare do centralne Azije, te u najtoplijem, zapadnom dijelu Sjeverne Amerike, u Australiji i južnoj Africi. Mora postojati mogućnost



Sl. 271. Srednji godišnji broj dana s nepogodama na Zemlji (WMO 1950., izvor: J. Blüthgen, 1966.)



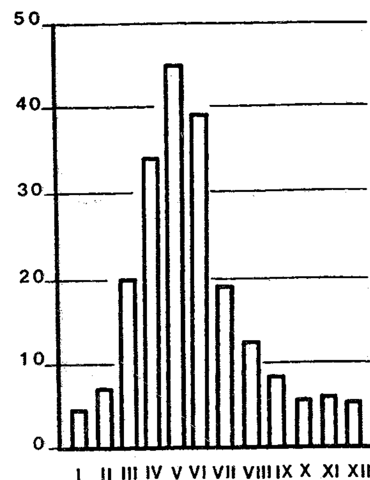
Sl. 271 A. Shema vertikalnog strujanja u vrlo razvijenom kumulonimbusu, koje uzrokuje postanak tornada (J. T. Snow, 1984.)

za razvoj kumulonimbusa, a jedan od uvjeta za to jest nepostojanje inverzije spuštanja.

Broj nepogoda raste u pojasu zonalnih zapadnih vjetrova, ali samo nad kopnom. Tu se ubraja veći dio Europe te nizinski dio Sjeverne Amerike. Do tog povećanja broja nepogoda dolazi zbog pritjecanja vlažnog zraka s Atlantika (u SAD iz Meksičkog zaljeva) na ugrijano kopno, a sa sjevera struji relativno hladniji zrak, pa brojne nepogode nastaju na hladnim frontama i linijama nestabilnosti. Sjevernije od 60° N, odnosno južnije od 60° S, grmljavinske su nepogode vrlo rijetke.

Zakonomjernost u dnevnom hodu nepogoda ključ je za razumijevanje njihove pojave uopće. Nepogode na kopnu se rjeđe pojavljuju noću i rano ujutro. Njihov broj naglo raste s porastom temperature, pa se maksimum nalazi između 13 i 18 h. Analiza po godišnjim dobima pokazuje da zimi nije moguće utvrditi jasan dnevni hod grmljavinskih nepogoda. Ljeti je dnevni hod vrlo izrazit s maksimumom između 13 i 17 h. U biti slično postoji u tropima.

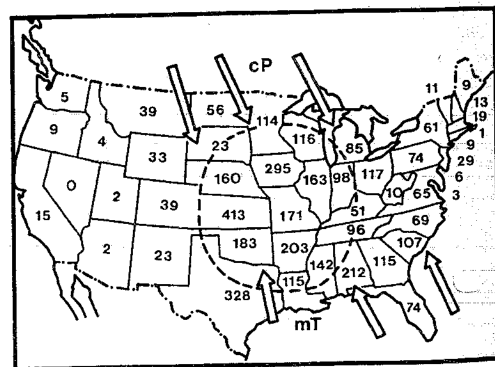
Dnevni hod nepogoda nad kontinentskim krajevima ne mora uvijek biti jednostavan; on je jednostavan ako je termički faktor jedini koji određuje dnevni hod nepogoda. Ako se pojavi neki drugi proces, sve se to može poremetiti. Dnevne hodove padalina možemo podijeliti na maritimni tip (maksimum noću) i kontinentski tip (maksimum poslije podne). Tako bi bilo i s nepogodama. Detaljna istraživanja u SAD-u pokazala su da nije uvijek tako, tj. u centralnom dijelu SAD-a ljeti se često pojavljuju *noćne* nepogode. Naime, u planinskim krajevima katabatički vjetrovi koji se noću spuštaju niz padine u susjedne doline uzrokuju lokalnu konvekciju, pa



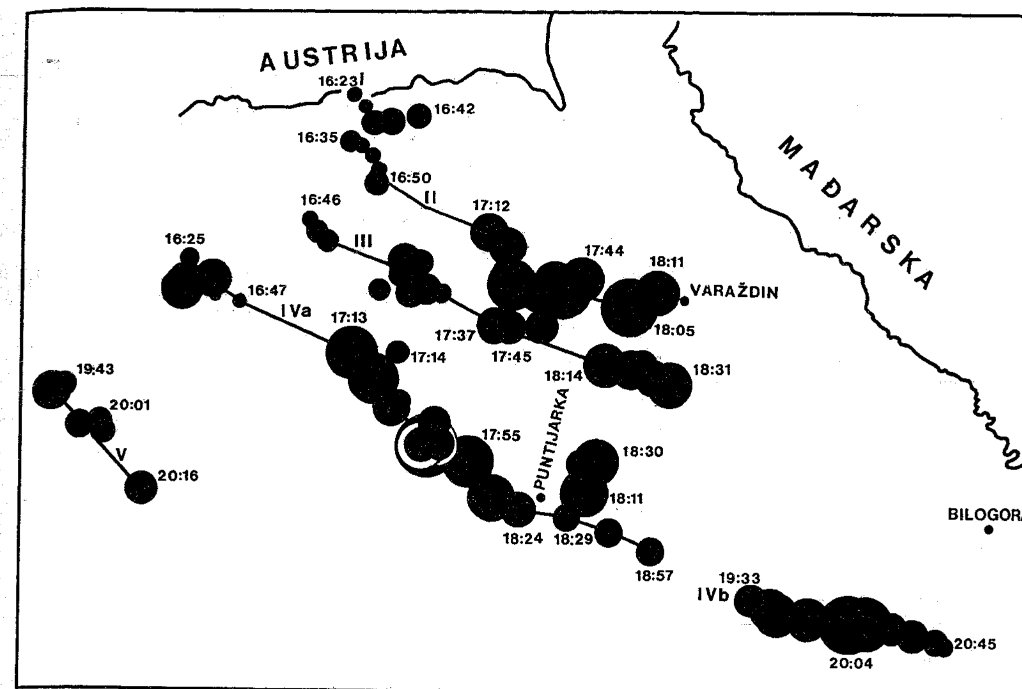
Sl. 272. Ukupni broj tornada u pojedinim mjesecima u SAD-u 1916.–1957. god. (H. J. Critchfield, 1966.)

nad ravnicama mogu nastati noćne kiše. Taj cirkulacijski sistem ima neusporedivo veće horizontalne dimenzije nego dnevna cirkulacija na padinama.

Grmljavinske nepogode vrlo su česte u većem dijelu SAD-a. Pritjecanje vrlo toplog i vlažnog mT zraka s juga, jako zagrijavanje podloge i povremeni prodori relativno svježeg cP zraka sa sjevera čine da su Velike ravnice optimalno područje u umjerenim geografskim širinama za razvoj grmljavinskih nepogoda. One su često tako intenzivne da se s baze kumulonimbusa spušta (ili spuštaju) vrlo snažan zračni »lijevak« ili »surla«, vrtlog koji se sastoji od kapljica vode, prašine, pijeska i različitih predmeta koje s tla podiže strahovito jak vjetar. Taj se vrtlog



Sl. 273. Ukupan broj dana s tornadom (jedan ili više tornada u jednom danu) u 63-godišnjem razdoblju 1880.–1942. god. u SAD-u (A. N. Strahler, 1951.)



Sl. 274. Kompozitna slika radarskih mjerenja 29. 6. 1982. godine. Prikazano je pet putanja premještanja oblačnih stanica; brojkama su označeni satovi i minute (I. Čačić i B. Lipovščak, 1982.)

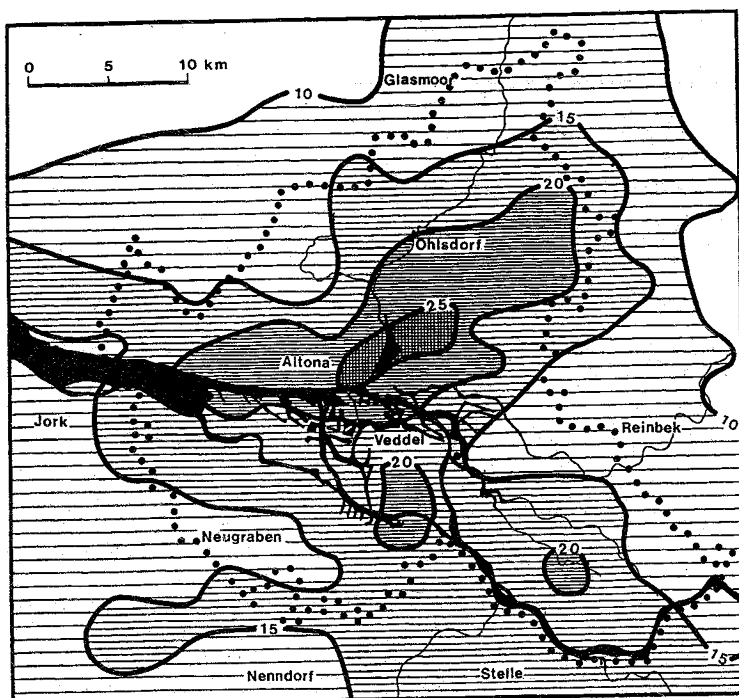
naziva *tornadom*[125]. (U zapadnoj Africi grmljavinske se nepogode uopće nazivaju tornadima, iako nema vrtložnog oblaka karakterističnog za tornade u ostalim dijelovima svijeta.) Zbog njihove strahovite razornosti specijalno se istražuje broj dana s tornadima ili pojava tornada u pojedinim dijelovima SAD-a, odnosno federalnim državama. U tornadu zrak rotira brzinom od 160 do 300 km/h i naglo se izdiže uvis. U središtu tlak naglo padne za 100–150 hPa ispod normalne vrijednosti, pa je i to – osim brzine vjetra – uzrok silne destruktivne snage tornada; zgrade kao da eksplodiraju zbog te velike razlike u tlaku. Tornado najčešće ima u promjeru 300 m (može i do 1 km), kao sistem kreće se prosječnom brzinom do 40 km/h, a uglavnom prevali put od oko 80 km. Vrlo često pojavljuje se više tornada (»obitelji tornada«) koji putuju kao cjelina u određenom smjeru. Ako nepogoda nastane na moru, onda je to *morska pijavica ili tromba*[126] (promjer do 200 m). Budući da su temperaturni kontrasti manji nego nad kopnom, morske su pijavice najčešće manje po dimenzijama i intenzitetu nego tornadi nad kopnom.

Ako nastaje u pustinji, onda je to *pješčani vrtlog* (promjer nekoliko metara). Ona traje kratko i brzo nestaje.

Godišnji hod ukupnog broja tornada iz nekog razdoblja (sl. 272.) jasno upućuje na prirodu njihova postanka. Pojasi jake konvekcije na frontama između cP i mT zraka područja su gdje nastaju tornadi. Zato je razumljivo da je njihov broj malen u zimskim mjesecima, a naglo raste s približavanjem proljeća, odnosno naglo opada u jesenskim mjesecima. Tako je kad se generalizira, jer SAD ima veliku površinu pa postoji izrazita regionalna diferencijacija, koja se gubi na jednom takvom zajedničkom prikazu. Godišnji hod prikazan na sl. 272. odnosi se na cijele Sjedinjene Američke Države, a u pojedinim federalnim državama tornadi se pojavljuju u raznim mjesecima. Na jugu ih ima najviše zimi, u srednjem dijelu SAD-a najčešće se pojavljuju u proljeće, a u sjevernim državama ljeti. Ujesen opet »sele« na jug. Zato broj tornada nije najveći u srpnju, nego u svibnju (ukupno 45 u spomenutom razdoblju). Važna je čestina tornada u pojedinim federalnim državama, pa će velika čestina u jednom dijelu te zemlje bitno utjecati na godišnji hod tornada u cijelim Sjedinjenim Američkim Državama.

[125] špan. *tornar* – okretati

[126] tal. *tromba* – truba



Sl. 275. Čestina grmljavinskih nepogoda 1952.–1968. god. u širem području Hamburga (R. Reidat, 1971.)

Posebno je važna geografska raspodjela tornada (sl. 273.). Budući da postoji znatna varijabilnost njihova broja iz godine u godinu, možda je najrealnije promatrati njihov ukupan broj u jednom dužem razdoblju. Tako je učinjeno na sl. 273. Da bi se što bolje uočila zakonomjernost u raspodjeli tornada, moramo se prisjetiti činjenice da istočno od Stjenjaka nema planina koje bi ometale gibanje zračnih masa od sjevera na jug i obratno. To je osnovni razlog što se najveći broj tornada pojavljuje u dolini Mississippija (na sl. 273. to je područje zatvoreno isprekidanom krivuljom). Budući da su za bazu razmatranja uzete federalne države, koje imaju vrlo različitu površinu, takav prikaz nije dovoljno zoran, pa se i to mora uzeti u obzir. Planine i šume nepovoljno djeluju na razvoj i održavanje tornada, pa njih ima manje na planinskom zapadu SAD-a i u području pod utjecajem gorja Appalachian (npr. Zapadna Virginija).

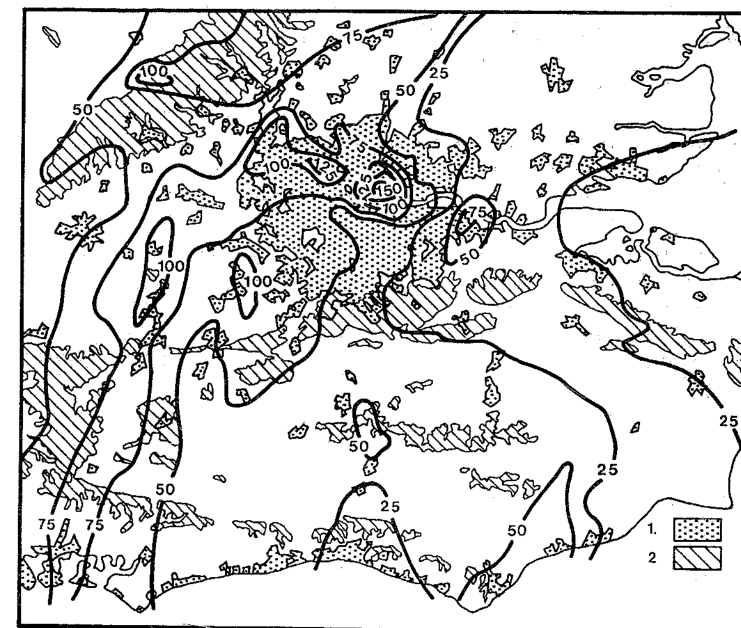
Bit će korisno kao primjer pokazati kakva je raspodjela i kakvo je gibanje grmljavinskih nepogoda u jednom relativno manjem području, nad sjeverozapadnom Hrvatskom i susjednom Slovenijom (sl. 274.). Prikazana je vremenska situacija 29. 6. 1982. godine koja je bila karakteristična po jakim grmljavinskim nepogodama s velikom brzinom premještanja nepogoda i pojavom tuče koja je prouzročila velike materijalne štete. Hladna je fronta pripadala slabo izraženoj cikloni sa središtem nad Baltičkim morem. Za istraživanje se koristilo tehnikom mjerenja radarskih odraza, koja lijepo pokazuje evoluciju šest oblačnih stanica u kumulonimbusima. Preko prikazana područja prešla je hladna fronta. Mjerenjem radarskih odraza identificirane su pojedine oblačne stanice, a zatim je utvrđen njihov točan položaj, premještanje i razvoj. Tako se dobila tzv. kompozitna slika radarskih mjerenja. Na sl. 274. rimskim su brojkama označene putanje (I.–V.) premještanja oblačnih stanica. Njihov je opći smjer gibanja NW–SE. Do Hrvatske nije dospjela nepogoda sa staze I. Putanja II. duga je 136 km, putanja III. 157 km, putanja IV. 347 km, a podijeljena je na dva dijela 47 km dugim prekidom. Oblačna stanica s putanje IV. a je iščezla, a nešto kasnije je nastala druga oblačna stanica koja se gibala putanjom IV. b. Karakteristična je istodobna pojava oblačnih stanica na putanjama I., II., III. i IV.

Oblačna stanica na putanji V. nastala je 3 h i 20 minuta poslije. Oblačne stanice gibale su se raznim brzinama, a važno je njihovo usporavanje ispred orografskih prepreka. Srednja brzina gibanja oblačnih stanica iznosila je 84 km/h. Više orografske prepreke (Medvednica, Ivanščica) utječu na porast visine vrha oblačne stanice. Tuču je donijela nepogoda na putanji IV. a; ona se klasificira u grupu tzv. superstanica. (Stanice se definiraju kao lokalni maksimumi padalina prouzročenih konvekcijskim strujanjem. Superstanice donose obilnu krupnu tuču jer ih karakteriziraju maksimalne moguće dimenzije, duljina putanje, izuzetno jaka konvekcija, pa traju relativno dugo. Ukratko, grmljavinske se nepogode ne gibaju kaotično, nego po određenim putanjama.)

Urbanizacija svijeta, odnosno teritorijalni razvoj gradova, poprimio je tolike dimenzije da su se uskoro počeli nazirati znakovi koji su upućivali na zaključak da nad gradovima raste broj dana s grmljavinskim nepogodama. Uzroci su direktni i indirektni. S izgradnjom brojnih objekata izmijenila su se termička svojstva podloge, tj. nad gradom nastaju ili se pojačavaju već postojeća vertikalna gibanja zraka, a emisija golemih količina polutanata, od kojih su većina i jezgre kondenzacije, omogućuju bržu i lakšu kondenzaciju vodene pare. Osim samoga grada mogu istodobno djelovati i drugi faktori (npr. susjedno jezero, šume, planine itd.), pa nije uvijek lako izdvojiti utjecaj svakoga od njih. U šest velikih gradova u SAD-u utvrđeno je 7–20% više ljetnih grmljavinskih nepogoda nego nad susjednom okolicom. (U gradu La Porte, jugoistočno od Chicaga, gdje se kombinira utjecaj jezera Michigan i konurbacije Chicaga, osobito metalurških postrojenja u gradu Garry, u periodu od 1949. do 1965. god. utvrđeno je čak 38% više dana s grmljavinskim nepogodama nego u okolici. Da je utjecaj jezera Michigan presudan, vidi se iz činjenice što je u centru Chicaga, u Chicago Midway Station, u periodu od 1959. do 1968. god. utvrđeno »samo« 6% više grmljavinskih nepogoda nego nad O'Hare Station na periferiji.)

Da bi se dokazalo kako grad utječe na povećanje broja dana s nepogodama, potrebna su sistematska istraživanja. Kakvi su se rezultati postigli, prikazat ćemo u sljedeća dva primjera. Vrlo detaljna istraživanja obavljena su u Hamburgu (sl. 275.). Na području dugom 45 km i širokom 42 km nalazilo se 90 kišomjera; u periodu od siječnja 1952. do uključivo kolovoza 1968. bilo je 100 dana s nepogodama u kojima je palo $\geq$ 20 mm kiše. Cijelo je promatrano područje podijeljeno na kvadrate sa stranicama od 2,5 km (tj. 6,25 km^2) i izbrojeno je koliko je puta u svakom pojedinom kvadratu palo $\geq$ 20 mm kiše. Od 100 dana u kojima je palo $\geq$ 20 mm kiše, 59 su bile nepogode. Analizom slike odmah se opaža da je čestina nepogoda najveća na gradskom teritoriju, dok se izolinija od 25 dana s nepogodama nalazi sjeveroistočno od gradskog središta. Nepogode dolaze sa zapada, a njihov je opći smjer gibanja prema istoku. Vertikalna strujanja u kumulonimbusima ojačaju nad gradom, a kako se cijeli sistem giba na istok, treba očekivati pojačanje nepogode nešto dalje od strogog središta, odnosno ako nepogoda nastane nad gradom, potrebno je stanovito vrijeme da se posve razvije. U tom vremenu cijeli sistem već se pomakne na istok ili sjeveroistok. Nema sumnje da su nepogode češće nad Hamburgom nego iznad njegove okolice.

Da bi taj zaključak bio što sigurniji, navedimo još jedan primjer. Na sl. 276. prikazan je utjecaj Londona na porast količine padalina koje donose grmljavinske nepogode. Osim utjecaja grada treba



Sl. 276. Srednja količina kiše (mm) koja ljeti padne u grmljavinskim nepogodama na toploj fronti u jugoistočnoj Engleskoj 1951.–1960. god.; 1. izgrađena površina, 2. reljef viši od 120 m (B. W. Atkinson, 1969.)

reći kako se utvrdilo da na postanak nepogoda i količinu kiše utječe i sinoptička situacija. U tom se slučaju pokazalo da je utjecaj grada najviše izražen kada se topla fronta u jugoistočnoj Engleskoj pruža od sjeverozapada prema jugoistoku, i to u toplom dijelu godine (svibanj-rujan). Nad Londonom se povećava i količina frontalnih padalina, ali se ipak utvrdilo da taj grad mnogo više utječe na pojačavanje grmljavinskih nepogoda na toploj fronti u toplom dijelu godine. Utjecaj grada osobito se osjeća na povećanju čestine kiše 12,6–25,4 mm i 25,5–63,3 mm. Utjecaj reljefa nije jednostavan jer je isto tako važan i smjer kišonosnog vjetra; međutim, to nije visok reljef. Nema sumnje da se povećanje ukupne količine kiše koju donose grmljavinske nepogode na toploj fronti mora pripisati utjecaju toga golemoga grada.

1.6.4. OPĆA CIRKULACIJA ATMOSFERE

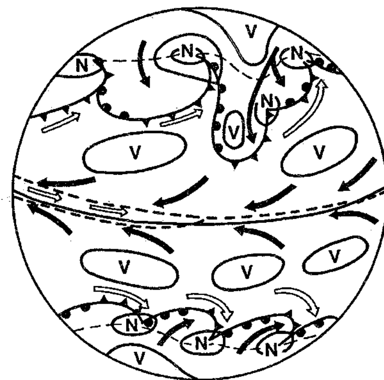
1.6.4.1. POKRETAČI OPĆE CIRKULACIJE ATMOSFERE. Opća cirkulacija atmosfere ili opća atmosferska ili planetarna cirkulacija jest međusobno povezano gibanje zraka, trodimenzionalna cirkulacija zraka, promatrana u planetarnim dimenzijama. Ona je posljedica stalne razlike temperature (i tlaka) između pojedinih dijelova Zemlje. Opća cirkulacija atmosfere je mehanizam kojim se održava ravnoteža između uvijek toplih niskih geografskih širina i uvijek hladnih viših geografskih širina, odnosno opća cirkulacija atmosfere je mehanizam kojim se *izmjenjuje* toplina između toplijih i hladnijih dijelova svijeta ne uzimajući u obzir lokalne i povremene faktore čiji utjecaj ne prelazi uske granice.

Na homogenoj Zemlji, na kojoj bi temperatura potpuno pravilno opadala od ekvatora prema polovima, i na Zemlji koja ne bi rotirala oko svoje osi, opća cirkulacija atmosfere bila bi vrlo jednostavna. U blizini ekvatora ugrijani zrak dizao bi se u visinu, tu bi se hladio i krenuo bi prema polovima, gdje bi se spuštao. Na površini Zemlje postojalo bi suprotno strujanje zraka; od polova prema ekvatoru. Zbog rotacije Zemlje i jakog trenja u prizemnim slojevima atmosfere jednostavna, termički uzrokovana meridionalna cirkulacija raspada se u tri dijela, i čini tzv. trostaničnu cirkulaciju.

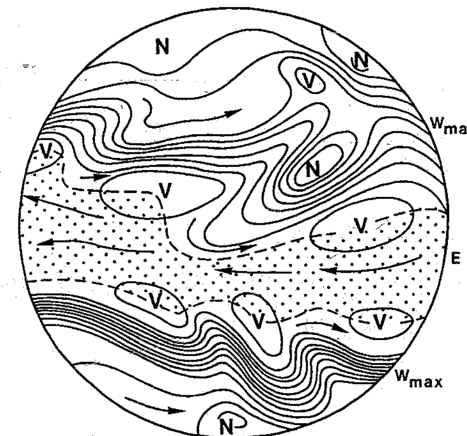
1.6.4.2. STRUKTURA OPĆE CIRKULACIJE ATMOSFERE. Kontinenti toliko modificiraju prizemnu cirkulaciju, te nema nikakva smisla prikazati je shematizirano na cijeloj Zemlji kao da je ona homogena, nego smo prizemno strujanje prikazali odvojeno nad kopnom i nad prostranim oceanima. To bi isto vrijedilo i za prikaz opće cirkulacije atmosfere u nižem dijelu troposfere. Iako se kaže da se u prikazu opće cirkulacije atmosfere zanemaruju manji utjecaji, ipak ostaje nepobitna činjenica da se u donja 2 km opća cirkulacija atmosfere razlikuje iznad kontinenata od cirkulacije iznad oceana. Zato se u shematskom prikazu opće cirkulacije atmosfere u donja 2 km prikazuje cirkulacija na nepostojećoj Zemlji, tj. na homogenoj Zemlji. Usprkos fundamentalnoj važnosti opće cirkulacije atmosfere, istraživanja na tom polju još nisu dala zaokruženu sliku, pa smo prisiljeni kombinirati istraživanja raznih autora izbjegavajući pritom opće sheme kao da je Zemlja homogena, nego ćemo, gdje je god to moguće, posebno prikazati cirkulaciju nad morem, a posebno cirkulaciju nad kopnom.

Poslije raspodjele prizemnih vjetrova upoznali smo se s frontalnim plohama i cirkulacijom genetski povezanom s njom. Tako je nastala shema prikazana na sl. 277.

Strujanje u sloju do 2 km visine pod neposrednim je utjecajem trenja s podlogom; ako se tome doda utjecaj rotacije Zemlje, onda se zonalnost prizemne cirkulacije nerijetko posve gubi. Potrebno je malo detaljnije promotriti i analizirati sl. 277. Pojas niskog tlaka uz ekvator je najhomogenija zona niskog tlaka na Zemlji. Sjeverno i južno od nje je suptropski pojas visokog tlaka, koji ima izrazitu staničnu strukturu, tj. u tom se pojasu izdvajaju velike, više ili manje izolirane suptropske anticiklone, između kojih je tlak niži. U ta područja nižeg tlaka između suptropskih anticiklona povremeno prodire



Sl. 277. Shema horizontalne opće cirkulacije atmosfere u donjoj troposferi (do 2 km); vertikalna je cirkulacija izostavljena (H. Flohn, 1960.)



Sl. 278. Shema horizontalne opće cirkulacije atmosfere na visini 4–10 km; isprekidane crte su granice zapadnog (bijelo) i istočnog strujanja (točkice); tanke krivulje su izobare; vertikalna je cirkulacija izostavljena (H. Flohn, 1960.)

hladniji zrak iz viših geografskih širina. Iz suptropskih anticiklona prema ekvatoru pušu pasati; već smo vidjeli kako je isti autor utvrdio da nad oceanima pasati konvergiraju u širokom pojasu i među sobom tvore intertropsku konvergenciju (desno uz ekvator na sl. 277.), a nad kontinentima (lijevo uz ekvator na sl. 277.) između pasata nastaje uska zona ekvatorskoga zapadnog vjetra.

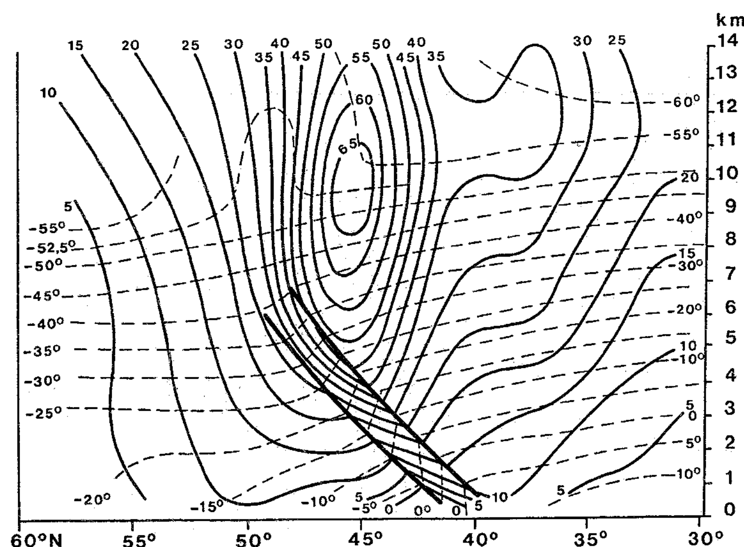
U umjerenim geografskim širinama vidi se planetarna (polarna) fronta s obiteljima ciklona i brzopokretnim anticiklonama između pojedinih ciklona. U toj je zoni strujanje pod jakim utjecajem sekundarne cirkulacije; na ekvatorskoj strani preteže zapadna komponenta, a na polarnoj strani vjetrovi iz sjevernoga kvadranta (na sjevernoj hemisferi). To je pojas zonalnih zapadnih vjetrova, iako se vidi da je tvrdnja prilično generalizirana, jer se s prolazom ciklona smjerovi vjetrova veoma mijenjaju. U arktičkim i antarktičkim širinama iz polarnih krajeva neprestano pritječe hladni zrak, tzv. polarni istočni vjetrovi čiji se smjer u ciklonama veoma mijenja

Na visini od 4 do 10 km (sl. 278.) utjecaj trenja s podlogom smanjuje se na nulu. Usporedbom na sl. 277. očito je da postoje velike razlike. Na većoj visini u ekvatorskim širinama postoji izrazito istočno strujanje, bez obzira na to je li u podlozi kopno ili more. Možemo zaključiti da je ekvatorski zapadni vjetar (lijevo uz ekvator na sl. 277.) ograničen na relativno tanki sloj atmosfere.

Malene razlike postoje i u tropskim širinama. Suptropske anticiklone zahvaćaju čitavu troposferu (tankim isprekidanim krivuljama prikazana je polarna granica tropskih istočnih vjetrova).

Najveća je razlika u umjerenim širinama. Vidi se da je na velikim visinama strujanje u biti zonalno (tanke crte su izobare); vjetar je zapadni, ali u toj relativno uskoj zoni jakoga zapadnog vjetra, koji puše iznad planetarne fronte (obratite pozornost na razliku između sjeverne i južne hemisfere), cirkulacija na južnoj hemisferi je zonalnija nego na sjevernoj. Postoje »meandri«, pa u nekim dijelovima svijeta taj visinski zapadni vjetar postaje sjeverni ili južni vjetar (ili ima bilo koji drugi smjer). U toj visinskoj zapadnoj struji vidimo, dakle, valove s (visinskim) dolinama i grebenima, u kojima pri kraju njihova razvoja nastaju stanice s niskim i visokim tlakom. Prema polovima visinsko je strujanje također zapadno, ali je njegova brzina sve manja. Prema tome, u srednjim i višim dijelovima troposfere postoje samo dva osnovna strujanja: u tropima je istočno (*E* na sl. 278.), a u svim ostalim geografskim širinama je zapadno (najjači zapadni vjetar u općoj zapadnoj struji označen je sa W_{max} na sl. 278.) Iz svega što smo rekli već sada možemo izvesti dalekosežan zaključak da je *raspodjela kopna i mora bitan faktor koji utječe na opću cirkulaciju atmosfere*. Nepravilna raspodjela kopna i mora znatno remeti u biti zonalnu cirkulaciju atmosfere u donjim slojevima troposfere, a – kako ćemo vidjeti – meandriranje zonalne zapadne struje u višim dijelovima troposfere svodi se na utjecaj visokih planina i također na raspodjelu kontinenata i oceana.

1.6.4.3. MLAZNE STRUJE I DUGI VALOVI. Cirkulacija u atmosferi je tako zamršena da smo do sada morali više puta spomenuti mlazne struje i duge valove (posebno u vezi s postankom obitelji ciklona). Na sl. 278. vidimo da se na većim visinama, i u relativno uskoj zoni, naglo povećava brzina zonalnoga zapadnog vjetra. Treba upozoriti na važnu činjenicu da brzina zonalnoga zapadnog vjetra na visini raste u zoni polarne fronte. Zato se općenito uzima da u tome postoji uzročno-posljedična veza. Kako to izgleda u vertikalnom presjeku, prikazano je na sl. 279. Temperatura zraka s visinom opada, ali je važno da u području polarne fronte, odnosno u uskoj baroklinoj zoni, temperatura opada s visinom vrlo naglo, tj. na ekvatorskoj strani polarne fronte zrak je mnogo topliji nego na polarnoj strani (na istoj visini). Prizemni zonalni zapadni vjetar je relativno slab, ali njegova brzina naglo raste s porastom visine. Nije važno istaknuti samo porast brzine vjetra, nego je isto tako karakteristično da se brzina vjetra naglo povećava ($\geq 30\ m\ s^{-1}$) u relativno uskoj zoni (debljina 1–2 km, širina nekoli-

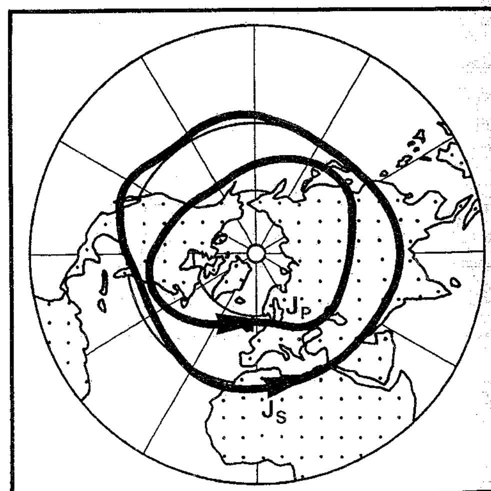


Sl. 279. Presjek kroz planetarnu frontu s mlaznom strujom polarne fronte; pune krivulje su izotahe (m s^{-1}), a isprekidane crte su izoterme (E. Palmén i Newton; izvor: H. Flohn, 1960.)

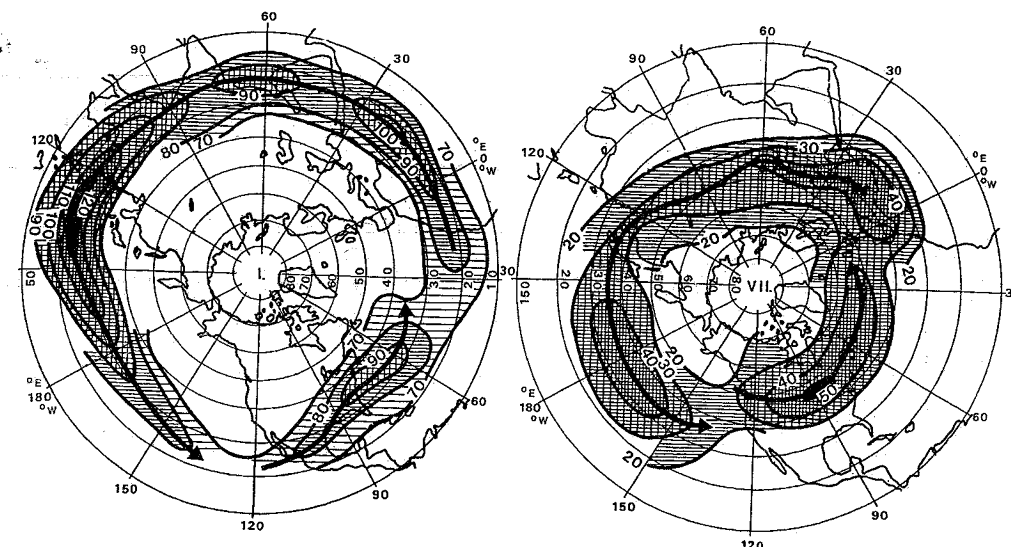
ko desetaka kilometara sve do stotinjak kilometara, maksimalni razvoj na 8–11 km visine) na granici tropopauze, iznad barokline zone. Taj »tunel« najbržega zonalnog zapadnog vjetra u gornjoj troposferi (više stotina kilometara na sat) naziva se mlaznom strujom. Budući da je ispod nje polarna fronta, ona se još preciznije naziva mlaznom strujom polarne fronte (neki je nazivaju cirkumpolarnom mlaznom strujom ili pak polarnom mlaznom strujom). U njezinu se području tropopauza prekida (na sl. 279. izoterme se dižu uvis, a to upućuje na izotermiju), jer je to područje najvećega meridionalnoga gradijenta temperature. Brzina mlazne struje polarne fronte raste u hladnom dijelu godine.

Istraživanja su pokazala da mlazna struja nastaje i bliže ekvatoru; zato je ona nazvana suptropskom mlaznom strujom. Njezina je osnovna karakteristika da nastaje na prekidu tropopauze (tropska tropopauza), na polarnoj strani njezina prekida. Ona nije vezana ni uz kakvu frontalnu plohu u donjoj troposferi, tj. puše iznad suptropskih anticiklona u području najvećega horizontalnoga gradijenta temperature na gornjoj granici troposfere. Pojas jakog vjetra najčešće je širi nego u mlaznoj struji polarne fronte.

Na sl. 280. prikazan je srednji položaj suptropske mlazne struje i mlazne struje polarne fronte u siječnju, ali kao najčešće u klimatologiji je srednji položaj ili srednja vrijednost tek prvi korak u upoznavanju stanovitoga meteorološkog elementa ili stanja. Tako je i u ovom primjeru. Obje mlazne struje neprestano mijenjaju svoj položaj i brzinu. Ljeti često nestaje mlazna struja polarne fronte, a ni zimi je nije uvijek lako identificirati u područjima gdje inače puše s manjom brzinom ili se prekida. U određenim uvjetima mlazna struja polarne fronte može se spojiti sa suptropskom mlaznom strujom u jedinstvenu zapadnu mlaznu struju. To ćemo upoznati na prikazu srednjega srpanjskog i siječanjskog položaja suptropske mlazne struje na sjevernoj hemisferi (sl. 281.). Vidimo da je suptropska mlazna struja cirkumpolarni vjetar. Njezin je položaj (visina i geografske koordinate) i intenzitet promjenljiv tijekom godine; i kod nje se pojavljuju sezonske varijacije, što upućuje na njezinu konačnu, iako indirektnu vezu s energetskim stanjem atmosfere u donjim slojevima troposfere. U zimskom dijelu godine



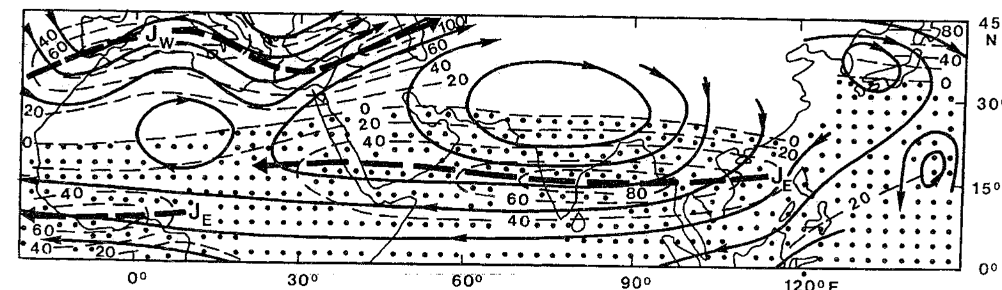
Sl. 280. Srednji položaj suptropske mlazne struje (Js) i mlazne struje polarne fronte (Jp) u siječnju na sjevernoj hemisferi (E. Palmén, 1954.)



Sl. 281. Srednja brzina (milje/sat) i srednji položaj suptropske mlazne struje na visini 10–12 km u siječnju i srpnju na sjevernoj hemisferi (J. Namias i P. F. Clapp; izvor: R. G. Barry i R. J. Chorley, 1976.).

pojas suptropske mlazne struje spušta se prema ekvatoru (na 20–35° N i S), a ljeti se povlači prema polu (35–40° N i S). I brzina mlazne struje sezonski se mijenja. Dvostruko je veća u hladnom nego u toplom dijelu godine. Suptropska mlazna struja nije kontinuirana i homogena struja; njezina je brzina različita u raznim dijelovima svijeta; u određenim uvjetima čak se i prekida. Katkad se mlazne struje, polarna i suptropska, mogu spojiti u jedinstvenu zapadnu mlaznu struju. Suptropska mlazna struja je po smjeru i intenzitetu mnogo postojanija od mlazne struje polarne fronte. Najveća brzina suptropske mlazne struje u cijeloj je godini pred istočnom obalom Azije i sjevernim Pacifikom, nad istočnim dijelom sjevernog Atlantika te konačno u širem području Sredozemnog mora i sjeverne Afrike, a zimi i iznad Arapskog mora. U hladnom dijelu godine važan je njezin položaj južno od Tibeta i Himalaje, odakle se ljeti povlači na sjever. Takva raspodjela posljedica je postojanja kontinenata, odnosno visokih planinskih lanaca koji stvaraju valove u zonalnoj zapadnoj struji.

Sve su to srednji položaji mlaznih struja. Važna je činjenica da ljeti, kad se pojas zonalnih zapadnih vjetrova suzuje, najčešće postoji samo jedna zapadna mlazna struja. Prva slika o dinamičnosti mlaznih struja dobit će se tek ako razmotrimo njihov položaj u svakom danu; tako se dobiva stvarni položaj suptropske mlazne struje i mlazne struje polarne fronte. Slična stalna promjena geografske širine postoji i u ljetnim mjesecima, samo je razlika u tome što je



Sl. 282. Tropska istočna mlazna struja 25. VII. 1955. između Gvinejskog zaljeva i jugoistočne Azije na visini oko 11,8 km u 03 : 00 UTC; isprekidane krivulje su izotahe u čvorovima (bijelo je područje sa zapadnim vjetrom, a točkicama je prikazano područje s istočnim vjetrom). Pune strelice su strujnice (P. Koteswaram, 1958.)

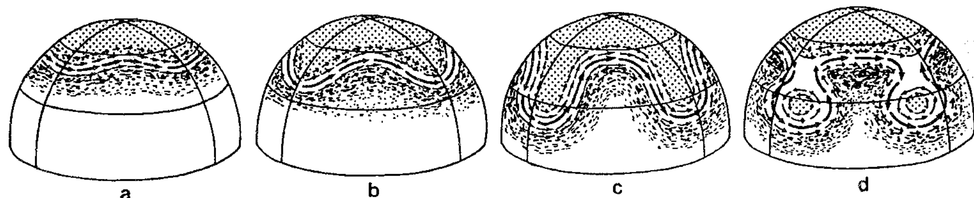
srednji položaj obiju mlaznih struja sjevernije nego u zimskim mjesecima.

Polarna strana mlazne struje polarne fronte hladnija je od ekvatorske. Zato je zrak na polarnoj strani mlazne struje polarne fronte suh u usporedbi sa zrakom na ekvatorskoj strani, pa je os mlazne struje polarne fronte često granica frontalne naoblake u gornjoj troposferi. Odnos mlazne struje polarne fronte i ciklogeneze nije jednostavan. Utvrđeno je da je promjena brzine vjetra uz mlaznu struju polarne fronte bitno važna za iniciranje ciklogeneze. Područje gdje se smanjuje brzina mlazne struje polarne fronte jest ciklogenetsko područje.

Svi opisani primjeri zapravo su sheme. U sinoptičkoj stvarnosti često se događa da se mlazna struja polarne fronte grana u više ogranaka, ili se pak mlazna struja polarne fronte može spojiti s tropskom mlaznom strujom; zato se u literaturi najčešće upotrebljavaju samo oznake »zapadna« (Jw) i »istočna« (J_E) mlazna struja.

Otkriće mlaznih struja izvan tropa potaklo je istraživače na pomisao ne postoji li nešto slično i u tropima bliže ekvatoru. I doista (sl. 282.), u neposrednoj blizini ekvatora ili, još bolje rečeno, južnije od intertropske fronte otkrivena je tropska istočna mlazna struja (neki je nazivaju samo istočnom mlaznom strujom ili ekvatorskom troposferskom mlaznom strujom). Čini se da je ona utvrđena samo u zoni ekvatorskoga zapadnog vjetra, tj. na njegovoj sjevernoj periferiji, između Gvinejskog zaljeva i jugoistočne Azije, i to samo u sjevernohemisferskim ljetnim mjesecima, pa bi to upućivalo na eventualnu vezu sa ITF-om u posebnim uvjetima, tj. kad se ona nalazi nad vrlo vrućim kopnom. Usred ljeta njezina je os nad Indijskim poluotokom na oko 15° N, a još je južnije (oko 10° N) iznad obale Gvinejskog zaljeva. I to bi upućivalo na genetsku vezu sa ITF-om jer – kako znamo – ona ljeti najdalje prodire na sjever baš nad Indijskim poluotokom. Zanimljiv je još jedan detalj; i tropska istočna mlazna struja prekida se nad Sudanom, negdje između Crvenog mora i Sahare, dakle u dijelu gdje je i ITF vrlo često difuzan, a opet regenerira nad obalom Gvinejskog zaljeva i nešto dalje na pučini Atlantskog oceana, dakle u onom dijelu svijeta gdje je ITF vrlo aktivan. Čini se da tropska istočna mlazna struja ne postoji nad Pacifikom i nad zapadnim tropskim Atlantikom i susjednom Srednjom i Južnom Amerikom, usprkos pretpostavci nekih da se pokatkad možda pojavi nad Srednjom Amerikom. Na sl. 282. vidi se da iznad Mediterana i jugozapadne Azije puše jaka suptropska mlazna struja, zapadna mlazna struja s brzinom u jezgri do ≥ 100 čvorova. Ona meandrira, pa se vide dvije visinske doline. U Aziji puše sjeverno od Tibeta. U jezgri tropske istočne mlazne struje puše nešto slabiji vjetar (≥ 80 čvorova). Još je manja brzina iznad Gvinejskog zaljeva. Vidjet ćemo da je osnovana pretpostavka kako je tropska istočna mlazna struja integralni član monsunske cirkulacije u afroazijskom monsunskom prostoru. Maksimum brzine tropske istočne mlazne struje nalazi se najčešće na visini oko 13 km, a prosječna je brzina vjetra manja nego u mlaznoj struji polarne fronte. Značajno je da tropske istočne mlazne struje nema zimi na sjevernoj hemisferi, a na južnoj se hemisferi ne pojavljuje! U tropskoj istočnoj mlaznoj struji nema dugih valova, odnosno nije primijećeno meandriranje, a meridionalna je migracija neznatna.

Opisujući postanak obitelji (serije) ciklona, hladnih kaplji i toplih anticiklona, morali smo spominjati duge valove (sl. 283.). Sada ćemo malo detaljnije opisati mehanizam njihova postanka. Bit će to logičan nastavak prikaza mlaznih struja. *Dugi valovi* nastaju u zonalnoj mlaznoj struji; po svom otkrivaču C. G. Rossbyju nazvani su i *Rossbyjevim valovima*. Zonalni zapadni vjetrovi, a napose mlazna struja polarne fronte, ne pušu potpuno paralelno s paralelama, tj. nemaju idealnu zonalnu karakteristiku; normalna je pojava promjena smjera prema sjeveru i jugu, tj. strujanje je u početku slično sinusoidi s malenom amplitudom (*a* na sl. 283.). Pojava Rossbyjevih valova u zonalnoj zapadnoj struji u neposrednoj je vezi s brzinom mlazne struje polarne fronte. Na visinskoj sinoptičkoj karti Rossbyjevi se valovi vide kao doline i grebeni u toku izohipsa, odnosno izobara. Ako mlazna struja puše brzinom većom od 150 km/h, njezin će smjer biti paralelan s paralelama; kaže se da je strujanje izrazito zonalno.



Sl. 283. Postanak dugih valova u zonalnoj zapadnoj struji (J. Namias; izvor: G. Trewartha, 1954.)

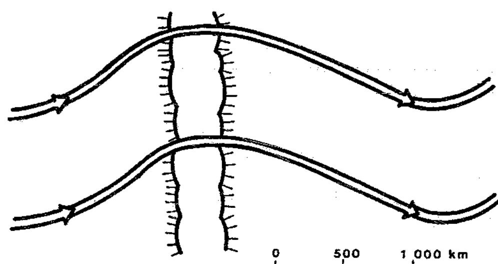
Ako mlazna struja puše brzinom od 70 do 150 km/h, nastaju 3–4 vala (pokatkad čak i 6 valova), koji obuhvate cijelu Zemlju. Ako je brzina manja, do 70 km/h, amplituda valova se povećava, zrak sa sjevera prodire prema jugu, a zrak s juga prema sjeveru (faza *b*). Tako na velikoj visini u konačnoj fazi razvoja dugih valova nastaju visinske ciklone (ili hladne kaplje), a na polarnoj strani tople anticiklone.

Na sl. 283. prikazani su ti procesi na sjevernoj hemisferi. Ako je zonalna brzina vjetra na 45° N 4 m s^{-1}, valna duljina Rossbyjevih valova iznosi 3 120 km, a ako je brzina struje 12 m s^{-1}, onda valna duljina iznosi 5 400 km. Dugi se valovi gibaju od zapada prema istoku, i to uglavnom malenom brzinom. Ako je valna duljina dugog vala 5 000 km, on se giba brzinom otprilike 15 km/h. To je razlog što se oni nazivaju kvazistacionarnim valovima. Dugi su valovi progresivni ako se gibaju niz struju, retrogradni su ako se gibaju protiv struje, stacionarni su ako se ne gibaju. Brzina mlazne struje mijenja se iz tjedna u tjedan za 50–150% prema srednjoj brzini, a kod lokalnih i vremenski još kraćih promjena brzine mogu porasti i za tri puta u odnosu prema prosječnoj brzini. Neperiodske promjene brzine zapadne mlazne struje posljedica su kontrakcije i ekspanzije cirkumpolarnog vrtloga prema polu ili ekvatoru. Prosječno trajanje perioda intenzivnih undulacija zapadne mlazne struje iznosi 4–6 tjedana; to je tzv. *indeksni ciklus*.

U prvoj fazi (*a*) zapadna mlazna struja puše u visokim geografskim širinama, tj. sjevernije od njezina srednjeg položaja; strujanje je izrazito zonalno, a amplituda vala je malena. Hladni polarni zrak nalazi se samo u visokim geografskim širinama, a umjerene su geografske širine preplavljene toplim tropskim zrakom. U toj su fazi prizemni zonalni zapadni vjetrovi jaki, a pušu sjevernije od svoga srednjeg položaja. Ciklonska je aktivnost ograničena na visoke geografske širine, a nema gotovo nikakve intenzivnije izmjene polarnih i tropskih zračnih masa. To je faza visokog zonalnog indeksa. U drugoj fazi (*b*) povećava se amplituda valova, pa se zapadna mlazna struja meandrirajući spušta prema ekvatoru, tj. polarni zrak prodire prema ekvatoru, a tropski zrak na visini prodire prema polu. U fazi *c* dugi valovi imaju maksimalnu amplitudu, a kontrastne zračne mase prodiru do krajnjih sjevernih, odnosno južnih granica. Temperaturne razlike u smjeru zapad-istok su velike i mijenjaju se u istom smjeru. Mlazna struja prodrla je daleko prema ekvatoru. U posljednjoj fazi *d* indeksnog ciklusa amplituda vala je tako velika, a mlazna struja tako jako meandrira da se dugi valovi raspadaju; na dva mjesta polarni je zrak odrezan, izoliran od svoga izvorišnog područja. Tako je nastala hladna kaplja ili visinska ciklona. Isto se dogodilo i s golemom masom tropskog zraka koji je ostao izoliran kao topla anticiklona. To se stanje naziva niskim zonalnim indeksom. Razlike u smjeru sjever-jug nisu velike, a zonalno zapadno strujanje raspalo se na izolirane, zatvorene stanične sisteme. U smjeru zapad-istok postoje maksimalne razlike, a kod frontalnih sistema preteže pružanje sjever-jug. Velike su undulacije zapadne mlazne struje dio atmosferskog mehanizma za izmjenu topline između toplijih i hladnijih dijelova svijeta. Nakon faze *d* poslije stanovita vremena sve opet počinje iznova s fazom *a*. Uzima se da dugi valovi nastaju kao posljedica intenzivnih hladnih prodora, koji najčešće dolaze iz sjeveroistočne Azije, iz područja Aljaska-sjeverozapadna Kanada i u prostoru Grenland-Island.

Budući da najviši planinski sistemi prodiru duboko u troposferu, njihovo će se postojanje morati odraziti na strujanju zraka i u velikim dimenzijama. Na sl. 284. prikazano je skretanje jedne jake zračne struje na sjevernoj hemisferi pod utjecajem meridionalnoga planinskog sistema velikih dimenzija. Zračna struja skreće, nastoji zaobići planinsku barijeru s polarne strane, a čim se počne udaljavati od nje, struja skreće prema ekvatoru. Tako iza planinske barijere niz struju nastaje dolina. Jasno, analogno se događa i na južnoj hemisferi. Ti su valovi tako važni da utječu na opću cirkulaciju atmosfere. Pri srednjem zonalnom strujanju s brzinom otprilike 10 ms^{-1}, pod utjecajem velike planinske barijere, nastaje ispred nje brijeg vala, a iza nje, na oko 2 000 km od nje, dol vala. Brijeg sljedećeg vala nastaje na oko 6 000 km dalje niz struju, a dol na 9 000 km. Tako u zonalnoj zapadnoj struji nastaju dugi valovi; dolovi dugih valova (visinske doline) najčešće se stvaraju u zavjetrini velikih planina, a bregovi valova (grebeni) ispred njih na privjetrini.

Tako smo izveli važan zaključak da dugi valovi mijenjaju svoj položaj, ali se pojavljuje izrazita tendencija njihove češće pojave u stanovitim dijelovima svijeta. *Tako bi postanak dugih valova i njihova lokacija prije svega bili posljedica deformacije zonalnoga zapadnog strujanja pod utjecajem geografske raspodjele kopna i mora i pružanja glavnih elemenata reljefa.* Kontinenti i veliki planinski sistemi kao što su Kordiljeri i Stjenjak, zatim Ande, Ural itd., stalno su prisutne barijere zapadnom zonalnom strujanju. A kad jednom visinske doline i grebeni nastanu, oni onda postaju područja s divergencijom i konvergencijom s dalekosežnim posljedicama. Odnos između dugih valova u gornjoj troposferi i stanične raspodjele tlaka pri tlu nikako nije



Sl. 284. Utjecaj duge i visoke planinske barijere na zonalno strujanje (H. Flohn, 1969.)

jednostavan. Ipak, važna je činjenica da dugi valovi imaju mnogo manju amplitudu na južnoj nego na sjevernoj hemisferi. Visinske doline na sjevernoj hemisferi najčešće se pojavljuju uz istočnu obalu Sjeverne Amerike i u zapadnom Atlantiku (u zavjetrini Kordiljera i Stjenjaka) te uz istočnu obalu Azije (u zavjetrini Tibeta) i zapadnog Pacifika. To su najvažnije frontogenetske zone. Treća važna visinska dolina nastaje u zavjetrini Urala. Interesantna je njihova raspodjela na južnoj hemisferi. Nastaju ne samo iza Anda, tj. iza Južne Amerike. Za njihov je postanak dovoljno i relativno nisko kopno južne Afrike i Australije, gdje ne postoje planine koje bi se mogle usporediti s Andama.

1.6.4.4. VERTIKALNA STRUKTURA OPĆE CIRKULACIJE ATMOSFERE.

Na zamišljenoj homogenoj Zemlji koja ne bi rotirala opća cirkulacija atmosfere bila bi vrlo jednostavna. Na stvarnoj Zemlji koja rotira cirkulacija se silno komplicira i raspada se u stanice, pa se govori o trostaničnoj cirkulaciji atmosfere (sl. 285.), Najbliža ekvatoru je tropska stanica zatim dolazi izvantropska stanica ili stanica polarne fronte te konačno polarna stanica. Na polarnoj periferiji tropske stanice suptropska je mlazna struja. (Tropska istočna mlazna struja zimi ne postoji na sjevernoj hemisferi.) Prema tome, pri tlu zrak pritječe prema ekvatoru, gdje se izdiže do velike visine, tu mijenja smjer pa se vraća u više geografske širine; to je Hadleyeva stanica. (Ovo je plošan prikaz i u stvarnosti nije tako jednostavno. Pasat koji pritječe prema ekvatoru nije sjeverni vjetar, tako ni kompenzacijska struja na visini nije južna struja; i to je istočni vjetar, a tek u nešto višim geografskim širinama prelazi se u zonu zapadnih vjetrova.)

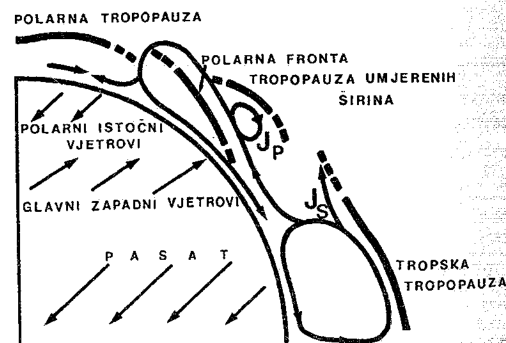
Meridionalna cirkulacija koja je vezana uz polarnu frontu mnogo je kompliciranija. Treba istaknuti golemu važnost polarne fronte. Zatim treba uputiti na važnost mlazne struje polarne fronte i karakterističan oblik tropopauze koja se prekida na dva mjesta, na južnoj i sjevernoj periferiji izvantropske stanice. U prizemnom sloju i u gornjoj troposferi polarna je fronta prekinuta kako bi se istaknula mogućnost izmjene zračnih masa u tim geografskim širinama i kako se polarna fronta ne bi shvatila kao neka neprobojna barijera.

Sjeverno od polarne fronte transformira se nekadašnji tropski zrak; to je područje supsidencije, pri čemu se glavna masa zraka spušta u niže geografske širine, a manji dio skreće u više geografske širine.

Opća cirkulacija atmosfere vrlo je zamršena, mnogo se toga još ne zna, ali su novija istraživanja pokazala da je za izmjenu energije na Zemlji vrlo važna horizontalna komponenta strujanja u stanicama u donjim slojevima troposfere, u kojoj pretеže stanična struktura, odnosno cirkulacija vezana uz ciklone i anticiklone. Osim toga, u hladnim kapljama i toplim anticiklonama ipak se najveći dio energije nalazi u donjoj i srednjoj troposferi. Zonalna cirkulacija nije važnija od meridionalne; one se nadopunjuju i u globalnim dimenzijama nije moguće izolirati jednu od druge. Sve se više smatra da se izmjena topline između raznih geografskih širina ne provodi toliko pomoću vertikalne cirkulacije, nego je, čini se, važnija izmjena zračnih masa s obje strane planetarne fronte horizontalnim strujanjima velikih dimenzija.

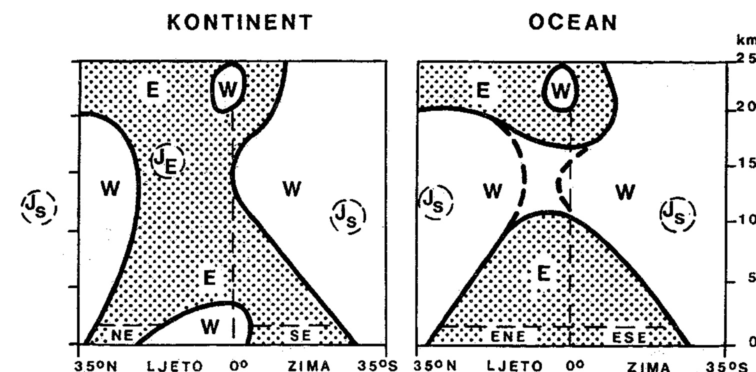
Bit ćemo mnogo bliže stvarnosti ako Zemlju ne shvatimo kao homogeno tijelo, tj. cirkulaciju u tropima prikazat ćemo odvojeno nad kopnom i nad morem. To je učinjeno na sl. 286., ali nas neće interesirati strujanje u stratosferi; koncentrirat ćemo se na stanje u troposferi.

Oceanski tip cirkulacije u tropima (sl. 286., desno) karakteriziraju malene sezonske promjene meridionalnoga gradijenta temperature. Zbog posto-



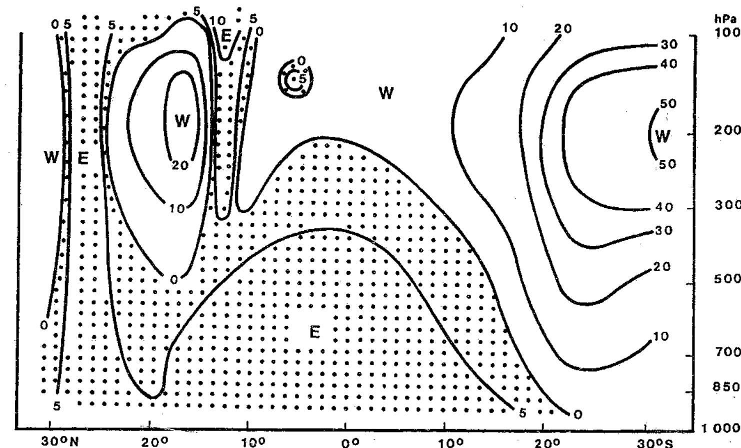
Sl. 285. Shema vertikalne cirkulacije atmosfere zimi na sjevernoj hemisferi; Jp – mlazna struja polarne fronte, Js – suptropska mlazna struja (E. Palmén, 1951.)

Sl. 286. Shema opće cirkulacije u tropima iznad kontinenta i oceana (H. Flohn, 1964.)

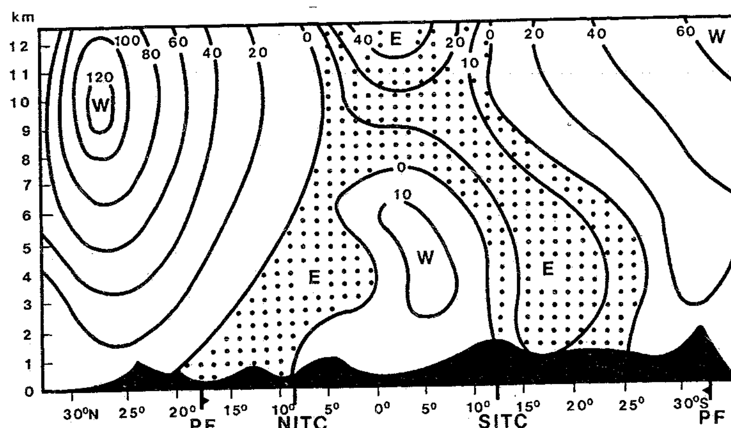


jeće temperaturne asimetrije, jer je na jednoj hemisferi ljeto, a na drugoj zima, na jednoj je hemisferi vrlo hladni Antarktik, a na drugoj ne tako hladan Arktik, strujanje je asimetrično; pasati konvergiraju i veći dio godine prelaze preko ekvatora na ljetnu hemisferu. Zato je ITC veći dio godine na sjevernoj hemisferi. Tako u većem dijelu tropa nad oceanima postoji zona pretežno istočnih vjetrova (ENE na sjevernoj hemisferi i ESE na južnoj hemisferi). U prizemnim slojevima daleko na jug i sjever od ekvatora pušu pasati, odnosno tropski istočni vjetrovi. Zbog pravilnog opadanja temperature prema polovima debljina sloja s tropskim istočnim vjetrom opada od nižih geografskih širina prema višima. Na visini oko 11–12 km prestaje »tunel« s tropskim istočnim vjetrom. Sjevernije, južnije i iznad tog područja s tropskim istočnim vjetrom pušu vjetrovi sa zapadnom komponentom; to su zonalni zapadni vjetrovi na obje hemisfere koji se spajaju iznad najvišeg sloja s tropskim istočnim vjetrom. Na granici troposfere, u zonalnim zapadnim strujama na obje hemisfere postoje suptropske mlazne struje (Js na sl. 286.).

Bitno je drukčiji kontinentski tip tropske cirkulacije (sl. 286., lijevo), tj. cirkulacija u tropima kad bi sva Zemlja bila kopno, odnosno u tropima iznad velikih kontinenata. Treba upozoriti na veliki temperaturni gradijent, odnosno na temperaturni kontrast između vruće ljetne i svježe zimske hemisfere. Iz toga proizlazi i veliko sezonsko migriranje pojasa tropskog istočnog vjetra slijedeći zenitni položaj Sunca. Sada slijedi ono najvažnije. Neposredno uz termički ekvator, odnosno uz ITC, u sklopu tropske istočne struje nastaje relativno tanki sloj s ekvatorskim zapadnim vjetrom. Njegova je debljina različita. Druga je specifičnost kontinentskog tipa tropske cirkulacije da se zonalne zapadne struje s obiju hemisfera ne spajaju, tj. tropska istočna struja zahvaća čitavu troposferu i zalazi duboko u stratosferu. Treća je karakteristika da na ljetnoj hemisferi iznad ekvatorskoga zapadnog vjetra, u sloju tropskoga istočnog vjetra puše tropska istočna mlazna struja (J_E na sl. 286., lijevo). U zonalnoj zapadnoj struji na objema hemisferama postoje suptropske mlazne struje.



Sl. 287. Oceanski tip cirkulacije u tropima. Vertikalna raspodjela srednje zonalne komponente vjetrova (m s^{-1}) između 30° N i 30° S duž meridijana 160° W (srednji dio Tihog oceana) u srpnju 1968. god. (K. Saha, 1970.)



Sl. 288. Kontinentski tip cirkulacije u tropima. Vertikalni presjek duž meridijana 20° E 21. III. 1960.; zonalna komponenta vjetra (u čvorovima). PF – polarna fronta (L. Weickmann, 1963.)

Još bliže stvarnoj cirkulaciji bit ćemo ako je razmotrimo u realnim uvjetima na postojećoj Zemlji. Najprije ćemo razmotriti oceanski tip tropske cirkulacije, a za to smo izabrali Tihi ocean (sl. 287.). 160-i meridijan, tj. srednji Pacifik, daleko je od kopna, pa u tom području postoji direktan kontakt između obaju pasata, odnosno u prizemnim slojevima troposfere u tropima dominira istočno strujanje, tj. Pacifik je tako velik pa se može uzeti da u njegovu većem dijelu postoji homogena cirkulacija oceanskog tipa. Pomnijom analizom možemo otkriti sve već spomenute karakteristike oceanskog tipa tropske cirkulacije, ali i neke razlike prema općoj shemi. Zonalna zapadna cirkulacija na obje hemisfere nije sasvim spojena – kako bi trebalo biti po shemi na sl. 286. – jer se između njih na sjevernoj hemisferi nalazi sasvim uski pojas s istočnim vjetrom. U zonalnim zapadnim strujama na obje hemisfere vrlo se ističu zapadne mlazne struje, ali je ona na sjevernoj hemisferi bliža ekvatoru nego mlazna struja na južnoj hemisferi. Nasuprot tom odstupanju (koje zapravo i nije bitno odstupanje jer se na sl. 286. vidi da se dopušta mogućnost povremenog i mjestimičnog uspostavljanja veze ili pak prekida između zonalnih zapadnih struja, a to je označeno isprekidanim crtama) ostaje ono najvažnije: nad golemim prostranstvima tropskog Pacifika *nema* ekvatorskoga zapadnog vjetra.

Na sl. 288. prikazan je primjer kontinentskog tipa tropske cirkulacije koja – po svemu sudeći – postoji samo između zapadne Afrike (odnosno istočnog dijela tropskog Atlantika), južne Azije i zapadnoga tropskog Pacifika. Prikazan je profil od zaljeva Sidre preko Libijske pustinje, bazena Konga do Kalaharija i najjužnijeg dijela Afrike. Prednost je tog profila da ne prikazuje prosječno stanje, nego se odnosi na jedan dan, 21. III. 1960., dakle na dan kad je sunce bilo okomito nad ekvatorom. Nad tropskom Afrikom cijele se godine održi pojas ekvatorskoga zapadnog vjetra s dvije zone konvergencije, NITC i SITC, na sjevernoj, odnosno južnoj hemisferi. Od spomenutog dana dalje, sunce prelazi na sjevernu hemisferu, ali posljedice u atmosferi uvijek zaostaju za uzrokom. Tako se i pojas ekvatorskoga zapadnog vjetra još nalazi većim dijelom na južnoj hemisferi, a proći će više tjedana dok ne prijeđe »za suncem« na sjevernu hemisferu. U ekvatorskim širinama, gdje ekvatorski zapadni vjetar najdublje prodire u troposferu, njegova debljina iznosi 7–8 km, a naglo opada, »isklinjava« se, prema jugu, osobito naglo prema sjeveru. Sa svih je strana područje ekvatorskoga vjetra opkoljeno, prekriveno »zvonom« tropskoga istočnog vjetra (pasati). Između tih dviju struja, između pasata i ekvatorskoga zapadnog vjetra, nalaze se NITC i SITC. Brzina tropskoga istočnog vjetra naglo raste s porastom visine. Južnije i sjevernije prelazi se u zonalne zapadne struje; i njihova brzina raste s porastom visine, te se konačno prelazi u zapadne mlazne struje. Ona je mnogo jača na sjevernoj nego na južnoj hemisferi.

1.6.4.5. MONSUNSKA CIRKULACIJA

1.6.4.5.1. DEFINICIJA MONSUNA. Precizan pojam monsuna još nije posve jasan, jednoznačan i određen. Upotrebljava se i u singularu (monsun) i u pluralu (monsuni). Singular, monsun, upotrebljava se: a) za planetarni vjetar (stratosferski monsun) koji zahvaća čitavu Zemlju i b) za regionalni vjetar u donjim slojevima atmosfere u nekim dijelovima svijeta. U singularu se može upotrijebiti i kao oznaka sistema regionalnih vjetrova, tj. vjetrova različita smjera, određena postanka, npr. indijski monsun. Tada se pod monsunom misli zajedno na jugozapadni i sjeveroistočni vjetar koji puše na Indijskom

poluotoku. Neki autori, posebno indijski meteorolozi, naziv monsun primjenjuju samo na ljetni jugozapadni vjetar (npr. indijski monsun ili zapadnoafrički monsun). Neki autori distingviraju zimski i ljetni monsun, pa bi se u tom slučaju govorilo o indijskim monsunima, misleći pri tome na vjetrove koji se pojavljuju cijele godine. G. T. Trewartha (1954.) uzima da je monsun sistem vjetrova čiji je smjer dijametralno suprotan ljeti nego zimi. Prema tome, monsun bi bio *prizemna* zračna struja s obratnim smjerom ljeti i zimi. (To ne znači da vrijedi i obratno, tj. ako se smjer vjetrova ljeti i zimi bitno razlikuje, ne znači da je riječ o monsunu. Takav je primjer obala Egipta i Libije; zimi vjetar najčešće puše s kopna na more, a ljeti s mora na kopno, a ipak se teško može govoriti o monsunima u pravom smislu riječi.) Kažemo »prizemna« struja zato što su mnoge bitne činjenice otkrivene već u početku razvoja klimatologije, ali i isključivo u prizemnim slojevima, jer su aerološka istraživanja započeta tek krajem 19. st., a intenzivnije tek tijekom Drugoga svjetskog rata i poslije njega. (Mi smo već vidjeli koliko je važno isticati da je ljetni monsun relativno tanka struja zraka, jer za vrijeme jugozapadnog, ljetnog monsuna u južnoj Aziji na većim visinama puše – istočni vjetar.)

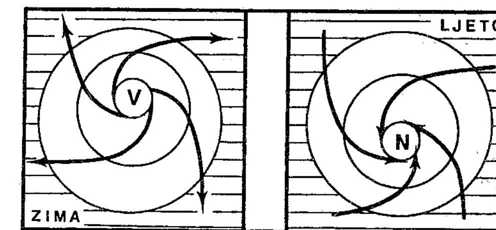
Problem je još teži kad se imaju na umu rezultati suvremenih istraživanja u vezi s postankom monsuna u Aziji. Pokazalo se da u genetskom smislu *ne postoji* jedinstven sistem zračnih strujanja, nego se ono sastoji od posebnih strujanja u regionalnim dimenzijama. Zato je izraz »azijski monsuni« ambivalentan: 1. to su vjetrovi različitog smjera u raznim dijelovima Azije i 2. oni se sastoje od nekoliko regionalnih sistema strujanja.

Monsuni su, dakle, u širem smislu riječi vjetrovi s izrazitim smjerom koji se bitno mijenja između toplog i hladnog dijela godine. Naziv potječe od arapske riječi mausim, ili malajske riječi monsin, što znači godišnje doba. To je naziv za vjetar koji puše u Arapskom moru (6 mjeseci sa sjeveroistoka, 6 mjeseci s jugozapada), pa je u užem smislu riječi monsun naziv za vjetar koji puše u južnoj i istočnoj Aziji (zato: monsunska Azija), a vrlo se pravilno izmjenjuje u ljetnom i zimskom dijelu godine. Arapski korijen riječi monsun pokazuje da su već arapski moreplovci znali da se ljetni i zimski monsun vrlo pravilno smjenjuju u Indijskom oceanu. Krajem 15. st. arapski su piloti iskoristili jugozapadni monsun da bi doveli Vasca da Gamu iz Zanzibara u Kozhikode (onda Calicut). Jedan arapski pisac već je 1554. god. dao datume smjene monsuna za niz luka u Indijskom oceanu, što upućuje na zaključak da se predajom prenosilo iskustvo generacija o izvanrednoj pravilnosti smjene monsuna.

Godine 1686. E. Halley je prvi predložio termičku teoriju o postanku azijskih monsuna, koja se može primijeniti na svaki kontinent, a u osnovnim se elementima održala do danas. Mehanizam postanka monsuna – ako se shvati samo kao termički uvjetovan sistem vjetrova prouzročen diferenciranim zagrijavanjem i hlađenjem kopna i mora – krajnje je jednostavan (sl. 289.). U tom smislu monsun je golem konvekcijski sistem kontinentskih dimenzija. Taj je mehanizam samo prostorno i vremenski povećana cirkulacija, kako je prikazana kod postanka zmorca i kopnenjaka. U toplom dijelu godine kopno se počinje intenzivno zagrijavati, mnogo brže i jače od susjednog mora. To uzrokuje jako zagrijavanje zraka iznad kontinenata, odnosno nastaje profilna cirkulacija. Nad kontinentom nastaje široko područje niska tlaka, a nad hladnijim susjednim morem ostane polje relativno višeg tlaka nego nad kopnom. Tako je inicirano strujanje zraka s mora na kopno; to je u biti slično sistemu ciklonskog strujanja zraka (u donjoj troposferi!). Tako pokrenuto jako strujanje maritimnog zraka na zagrijani kontinent zove se ljetni monsun. Ako nastane prisilno izdizanje zraka u tropskim depresijama ili na reljefnim barijerama, iz zraka će se izlučiti velike količine kiše, pa je ljeto u krajevima pod utjecajem monsuna vlažno doba godine.

Suprotno se događa zimi. U hladnom dijelu godine kopno se naglo i jako ohladi, mnogo više od susjednog mora, pa će postojati izraziti temperaturni kontrast između hladnoga kopna i toplog mora. Iznad kopna će nastati sloj hladnog zraka, odnosno prostrano polje visokog tlaka. U skladu sa smjerom horizontalnoga gradijenta tlaka (plus utjecaj rotacije Zemlje i trenja) zrak će strujati s kopna na more; to je zimski monsun, relativno hladan, suh vjetar, pa krajevi koji se nalaze pod njegovim utjecajem imaju suhe i hladne zime.

Novijim se istraživanjima utvrdilo da je u stvarnosti mehanizam azijskih monsuna mnogo kompleksniji. Ljetni monsun u Aziji nikako nije zmorac



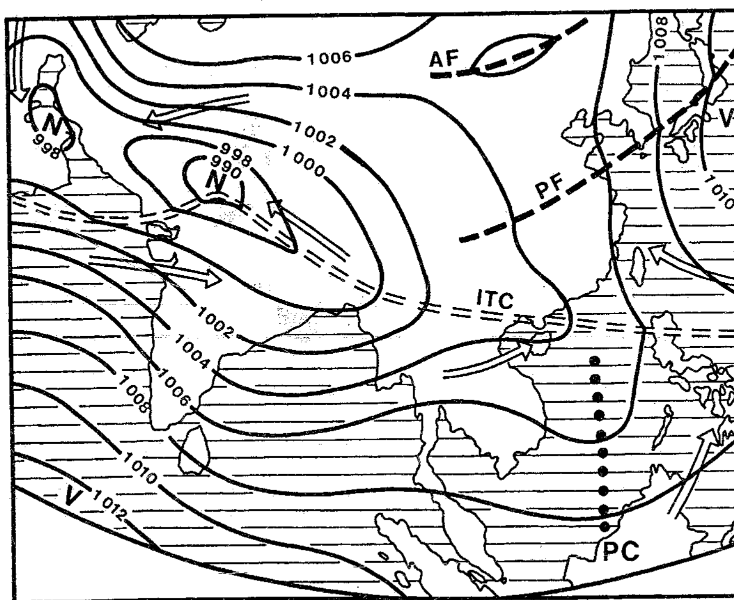
Sl. 289. Shema postanka zimskog i ljetnog monsuna na sjevernoj hemisferi (S. Petterssen, 1958.)

golemih dimenzija, a zimski monsun nije kopnenjak isto takvih dimenzija. Ustanovilo se da termički uvjetovano polje niskog tlaka ljeti, isto kao i visoki tlak zimi, zahvaćaju relativno tanak donji sloj troposfere. Na dnevnim sinoptičkim kartama ljetni je monsun često vrlo slabo izražen, ili pak tropske depresije neprestano mijenjaju mjesto najjačeg razvoja. Vlažni zrak koji struji na kontinent nije kontinuirana, homogena zračna struja, nego bitno obilježje vremena daju pokretne tropske depresije koje u rojevima nadiru na kopno. Stalno se izmjenjuju vedrine s lijepim vremenom i kraći kišni periodi. Ljetni monsun *nije* period neprekidnih kiša. Monsuni su, nema sumnje, integralan član opće cirkulacije atmosfere koju oni bitno modificiraju. Termički uvjetovani monsunski vjetrovi samo su superponirani na dominantnu planetarnu cirkulaciju; na to upućuje činjenica da u atmosferi iznad monsuna ne postoji kompenzacijsko strujanje (tzv. antimonsun).

1.6.4.5.2. GEOGRAFSKA RASPODJELA MONSUNA. Budući da su monsuni djelomično termičkog postanka, veličina kontinenata na kojima se oni razvijaju bitno utječe na njihov intenzitet. Zbog golemosti kopna, odnosno izrazitih sezonskih temperaturnih razlika, istočna i južna Azija je klasično područje monsuna. Oni su ondje bolje razvijeni nego bilo gdje na svijetu. Postojanje goleme planinske barijere između Indijskog poluotoka, s jedne strane, i Kine, s druge strane, onemogućuje prodiranje zračnih masa na sjever.

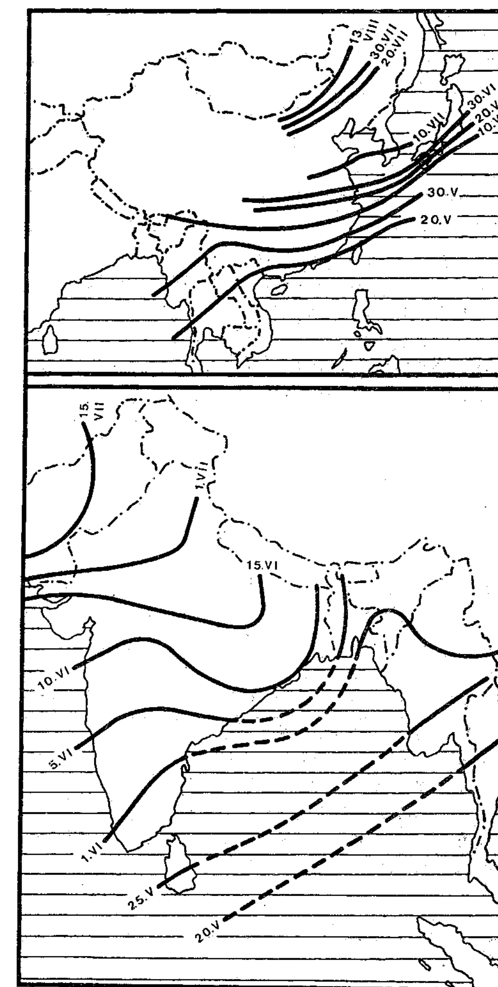
a) Počet ćemo s ljetnim monsunom shvaćajući njegov postanak kompleksno, u skladu s današnjim znanjem o njegovu postanku (sl. 290.). Zbog diferenciranog zagrijavanja kopna i mora, nad vrućom Azijom nastaje vrlo prostrano polje niskog tlaka s minimumom između Perzijskog zaljeva i Pakistana. Taj pojas niskog tlaka stvara se na geografskim širinama na kojima se nad Pacifikom i Atlantikom nalaze suptropske anticiklone. Tim pojasom najnižeg tlaka prolazi ITC (odnosno prema H. Flohnu NITC) od južne Sahare preko Arabije i Indijskog poluotoka do južne Kine i Filipinskih otoka; dakle, ekvatorska zona niskog tlaka udalji se daleko od ekvatora. Južno od ITC-a struji golema masa vlažnog ekvatorskog zraka s Indijskog i Tihog oceana prema ITC-u, jer tlak opada od juga prema sjeveru, tj. najviši je u području maksimuma nad tropskim dijelom Indijskog oceana nad južnom hemisferom, nizak je u ekvatorskom pojasu, a najniži je u zoni ITC-a *sjeverno* od ekvatora. Na zapadu je to jugozapadni monsun, a u jugoistočnoj Aziji njegov je smjer sve južniji.

Sjeverno od ITC-a situacija je nešto drukčija; nad kopnom je niski tlak, ali ne tako nizak kao između Indijskog poluotoka i Perzijskog zaljeva, tj. sjeverno od ITC-a tlak postupno *raste*. Vrlo je važna činjenica da se nad zapadnim Pacifikom, pred obalom istočne Azije, nalazi suptropski (sjevernopacifički) maksimum, jer se ljeti anticiklone iz sjevernopacifičkog maksimuma pomaknu na zapad, nerijetko sve do azijskoga kopna. Tako ljetni monsun u istočnoj Aziji puše s Tihog oceana, po južnoj i zapadnoj periferiji suptropske anticiklone, pa bi on genetski bio zapravo udesno skrenuti sjeveroistočni pasat. To znači da se ljetni monsun u Aziji sastoji zapravo od dva dijela: prvo je *južnoazijski monsun*, u genetskom smislu to je ekvatorski zapadni vjetar, a drugo je *istočnoazijski monsun*, koji je u genetskom smislu sjeveroistočni pasat, čiji se smjer mijenja s približavanjem azijskom kopnu, do kojega dolazi kao jugoistočni, pa čak i kao južni vjetar. Vrlo je važna činjenica da se u istočnoj Aziji sukobljuju zračne mase s Tihog oceana i s juga iz Indijskog oceana s hladnijim zrakom iz Sibira, pa u istočnoj Aziji ljeti postoje polarna fronta (pacifička grana) i arktička fronta sa živahnom ciklonskom aktivnošću, osobito na polarnoj fronti. Postojanje triju fronta, intertropske, polarne i arktičke, omogućuje živahnu ciklogenezu, pa po tim frontama »putuju« tropske depresije ili pak ciklone, te je ljeto kišno razdoblje u promatranu prostoru.



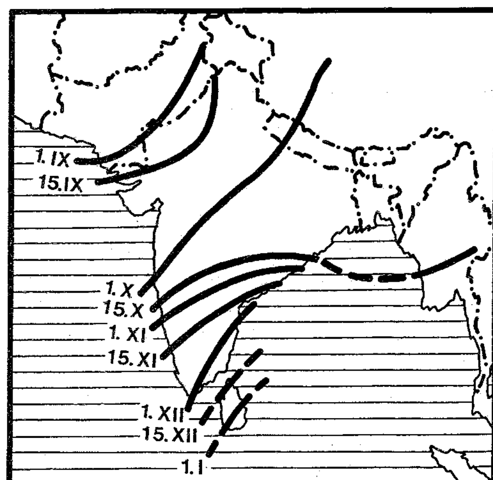
Sl. 290. Prizemna raspodjela tlaka i općeg strujanja u srpnju nad Azijom; ITC – intertropska konvergencija, PF – polarna fronta, AF – arktička fronta, PC – zapadnopacifička konvergencija (H. Flohn, 1956.)

Nastup ljetnog monsuna u Aziji povezan je s meridionalnom migracijom intertropske, polarne i arktičke fronte. Iz toga proizlazi da će se on pojavljivati u stanovitim datumima (vrlo pravilno, ako se usporedi s dimenzijama zahvaćena prostora!). Početak ljetne cirkulacije (sl. 291.) tako je nagao da se govori o »provali« ili »eksploziji« monsuna; to je jedna od najveličanstvenijih pojava u prirodi, praćena silnim kišama, sijevanjem i grmljavinom. Budući da je ljetni monsun u južnoj Aziji genetski povezan sa ITC-om, prodiranje ljetnog monsuna na sjever zapravo je odraz prodora ITC-a u istom smjeru. Intertropska fronta ne prodire kontinuirano, nego se sastoji od brojnih kratkotrajnih »zaleta« i »povlačenja«, iako je opći trend prodiranja na sjever (slično kao na sl. 159.). To je – zajedno s povremenim naletima i gibanjima tropskih depresija na ITC-u u sklopu njihova životnog ciklusa – uzrok da ljetni monsun ne donosi neprekidnu kišu. Ona se smjenjuje s razdobljima bez kiše. Ako se prijeđe stanovita granica, nastaju poplave, a ako su prekidi predugi, nastaju suše. Zato se vrlo velika pozornost obraća uzrocima tih tzv. »monsunskih pauza« ili »prekida« (Break conditions). Ti prekidi traju 3–10 dana, a najčešće se poklapaju s razdobljem između nestanka jedne tropske depresije i postanka ili dolaska sljedeće. Pojava monsuna sada postaje jasna; ljetni monsun najprije se pojavljuje na jugu, gdje krajem svibnja zahvati Koromandelsku obalu, u lipnju prelazi preko Indijskog poluotoka na sjever, da bi početkom srpnja dospio do sjeverozapadne Indije i konačno sredinom srpnja do Pakistana. Datum pojave ljetnog monsuna statistički je prosjek; u New Delhi (Dilli) dolazi između 17. lipnja i 20. srpnja, a u prosjeku 2. srpnja.



Sl. 291. Srednji datum početka ljetnog monsuna u Kini, Japanu i Indokini (S. y. Hsu i Y. s. Kao; izvor: J. – H. Chang, 1971.) te na Indijskom poluotoku i u Burmi (R. Ananthakrishnan i P. J. Rajagopalachari; izvor: J. – H. Chang, 1967.)

Utjecaj raspodjele kopna i mora evidentan je i u srednjem datumu nastupa ljetnog monsuna u jugoistočnoj i istočnoj Aziji (sl. 291.): izolinije se pružaju od jugozapada prema sjeveroistoku. Međutim, u istočnoj Aziji nastup ljetnog monsuna nije u jednostavnoj vezi samo s prodorom ITC-a (djelomično se može uzeti južna Kina), nego je posljedica povlačenja na sjever pacifičke fronte. Ona početkom lipnja prelazi preko srednjeg i donjeg toka Yangtzea, pa tako u tom dijelu Kine nastupa poznati tip vremena Mai-yü (to znači »šljivine kiše«) s obilnim kišama.

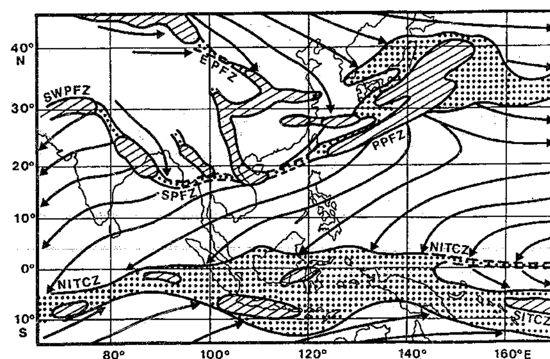


Sl. 292. Srednji datum povlačenja ljetnog monsuna (odnosno NITC) na Indijskom poluotoku i u Burmi (R. Ananthakrishnan i P. J. Rajagopalachari; izvor: J. H. Chang, 1967.)

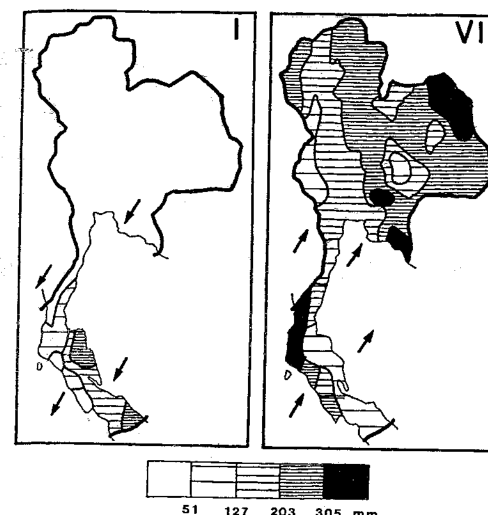
Od 1885. do 1964. god. C. Hsu (1965.) je utvrdio da je Mai-yü period trajao prosječno 20 dana, od 14. lipnja od 3. srpnja (jedne godine više, druge manje; jedne godine počinje prije, a druge kasnije; jedne godine prestaje ranije, druge kasnije). Datum provale ljetnog monsuna pomiče se na sve kasniji datum što se više ide na sjever. Tako lokacija polarne fronte ima golemu važnost u životu Kine. Polarna fronta npr. ljeti 1958. naglo je »preskočila« preko ravnice uz Yangtze i prije vremena se našla u svom najsjevernijem položaju, u sjeveroistočnoj Kini. To je bio uzrok katastrofalne suše u najnaseljenijem dijelu te zemlje, a istodobno su sjeveroistočnu Kinu pogodile katastrofalne poplave. Suprotno tome, ljeti 1954. polarna se fronta dva mjeseca zadržala nad Yangtzeom, pa je posljedica bila jedna od najkatastrofalnijih poplava u povijesti te zemlje. Ukratko, polarna fronta je sjeverna granica jugoistočnog monsuna koji puše s Tihog oceana, a jugozapadni monsun s Indijskog oceana prodire samo u južnu Kinu, i tek se izuzetno »zaleti« do doline Yangtzea. Srednja granica između pacifičkog i indijskog monsuna u južnoj Kini otprilike je 110° E.

Kao što ljetni monsun relativno pravilno prodire na sjever, tako se u jesen pravilno povlači na jug. Taj je proces osobito proučen na Indijskom poluotoku (sl. 292.). Početkom rujna počinje povlačenje iz Pakistana te u listopadu ljetni monsun »napusti« najveći dio Indijskog poluotoka i Burme. U idućim se mjesecima povuče i s krajnjeg juga Indije. Povlačenje ljetnog monsuna brže je na sjeveru nego na jugu poluotoka, brže nad Indijskim poluotokom nego nad Bengalskim zaljevom. U biti se slično događa i u istočnoj Aziji, gdje povlačenje ITC-a prati prodiranje na jug pacifičke polarne fronte. Tako počinje zimski monsun.

b) Zimski je monsun po strukturi jednostavniji od ljetnoga (sl. 293.), ali usprkos tome po postanku nije jedinstven, nego se sastoji od dva dijela. Sjeverno od polarne fronte struji zrak iz azijskog maksimuma. To je vrlo hladan i suh zrak koji čini zimski monsun u klasičnom smislu riječi, tj. hladni zrak koji struji s hladnoga kontinenta prema toplome moru i toplijem jugu uopće. On prelazi preko obalnih mora zapadnog Pacifika i kao sve više transformirana zračna masa dolazi do Japana i drugih otoka. Put na jug onemogućuje golema barijera Tibeta i Himalaje, jer je taj hladni zrak iz hladnih anticiklona relativno tanak; on zahvaća samo donje slojeve troposfere. Tako je južna Azija efikasno zaštićena od hladnih prodora sa sjevera. Zato je zimski monsun vrlo jak i postojan u istočnoj Aziji, a u južnoj je Aziji najčešće vrlo slab i svjež vjetar. Dakle, suprotno nego ljeti kad je ljetni monsun mnogo jači i postojaniji u južnoj nego u istočnoj Aziji. Između polarne fronte i intertropske zone konvergencije puše zimski, sjeveroistočni monsun. On – prema novim shvaćanjima – ne potječe iz azijskog maksimuma, nego je zapravo »normalni« *sjeveroistočni pasat*. To znači, zimi je u monsunskoj Aziji cirkulacija u biti onakva kako to odgovara tim geografskim širinama (u tropima pasati, sjeverno od njih zonalni zapadni vjetrovi), a temeljito je



Sl. 293. Srednji položaj fronta i strujanje u južnoj, jugoistočnoj i istočnoj Aziji na visini oko 1,5 km u siječnju. EPFZ – euroazijska polarna frontalna zona; SWPFZ – polarna frontalna zona u jugozapadnoj Aziji; SPFZ – južnoazijska polarna frontalna zona; PPFZ – pacifička polarna frontalna zona. (M. M. Yoshino, 1969.)



Sl. 294. Geografska raspodjela padalina u Tajlandu u siječnju i srpnju (R. J. Pendleton, 1963.)

modificirana ljeti, kad u tropima umjesto sjeveroistočnog pasata puše jugozapadni monsun, a izvan tropa umjesto zonalnih zapadnih vjetrova puše južni i jugoistočni monsun.

Monsunska je Azija vrlo razvedena tako da jednostavna generalizacija da su zime suhe, a ljeta kišovita, ipak ne vrijedi uvijek. Veliko je modifikatorsko značenje raspodjele mora i kopna. Od brojnih primjera (Japan, Malajski poluotok, Šri Lanka itd.) na sl. 294. prikazana je raspodjela padalina u siječnju i srpnju u Tajlandu. Geografska raspodjela padalina u Tajlandu (kao i u većem dijelu monsunske Azije) važnija je od raspodjele temperature. Kiša je limitirajući faktor o kojemu ovisi agrarna proizvodnja. Tajland se nalazi na Indokineskom poluotoku, koji na jugu prelazi u Malajski poluotok. Pritom su vrlo važne dvije činjenice: prvo, veći dio Tajlanda, koji je eksponiran prema ljetnome monsunu gorovit je, pa je orografski efekt vrlo izrazit; drugo, Tajland je orijentiran gotovo okomito na monsunska strujanja. Iz toga proizlazi specifična raspodjela padalina. U siječnju, u tijeku zimskog monsuna, dominiraju sjeveroistočni vjetrovi koji sjevernom Tajlandu donose malo kiše (manje od 51 mm). Južni Tajland je poluotok pa do njega dolazi vlažni zrak s Južnokineskog mora i Sijamskog zaljeva, i tako u južnom dijelu te zemlje ima dosta zimskih kiša. I u ovom slučaju nastaje diferencijacija; istočna, privjetrena obala prima 127–305 mm kiše, a zapadna obala, koja je u zavjetrini, prima u siječnju samo do 127 mm kiše.

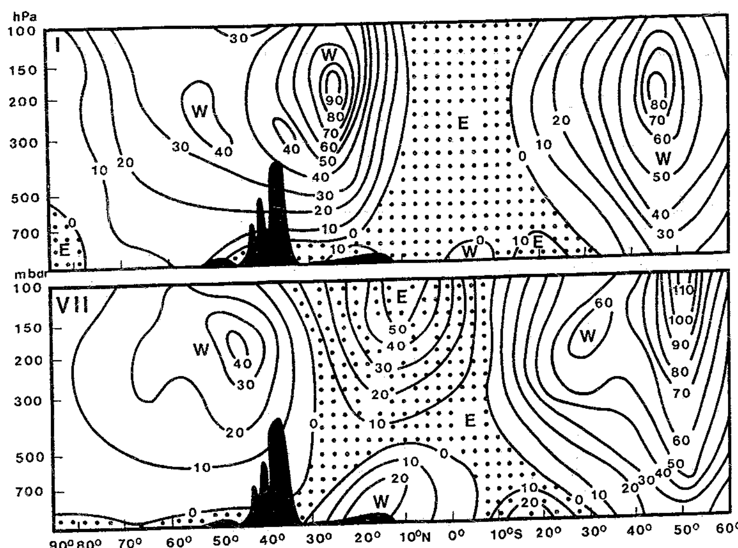
Sasvim je suprotno ljeti u doba puhanja jugozapadnog monsuna. Tada je zapadni dio te zemlje u privjetrini, ali je raspodjela kiše u sjevernom Tajlandu pod utjecajem visokih planina u Burmi. Kiša se »ispada« zapadno od sjevernog Tajlanda, tako da u taj dio te zemlje dolazi relativno suh zrak, pa otuda i manja količina kiše u zapadnom dijelu sjevernog Tajlanda. Tek planine u srednjem i istočnom dijelu te zemlje uzrokuju povećanje kiše.

U južnom, izrazito poluotočnom dijelu Tajlanda, opažamo ono što nas geografe posebno zanima. Budući da ljetni monsun puše s jugozapada, mnogo više kiše pada na zapadnoj obali poluotočnoga južnog Tajlanda nego u zavjetrini na istočnoj obali. Tako se godišnji hod padalina mnogo razlikuje u mjestima na zapadnoj i istočnoj obali, iako horizontalna udaljenost nije velika.

1.6.4.5.3. VERTIKALNA STRUKTURA AFRO-AZIJSKIH MONSUNA. Već smo na više mjesta govorili o genezi monsuna u tropskoj Aziji i Africi, i povezali smo je sa ITC-om i njegovom meridionalnom migracijom. Osnovni nam je mehanizam, dakle, poznat jer smo ga opisali i upoznali u prethodnom izlaganju. Zato sada neće biti izneseno principijelno ništa novo, nego ćemo samo upozoriti na neke važnije detalje. Prikazat ćemo razvoj monsuna u kritičnom području, na Indijskom poluotoku i nad Indijskim oceanom, jer ako njega shvatimo, neće biti problema da shvatimo slična strujanja i u ostalim dijelovima svijeta.

Zimi, osobito od sredine prosinca do veljače (sl. 295.), Indijski je poluotok u prizemnom sloju, 1–1,5 km, zahvaćen plitkim sjeveroistočnim monsunom, za koji je bolje reći sjeveroistočni pasat. Debljina tog sloja sa sjeveroistočnim vjetrom naglo raste prema jugu, pa nad ekvatorom prelazi u stratosferu. Iznad tog sloja sa sjeveroistočnim pasatom (zimski monsun), sve otprilike do 10–15° N, puše zonalni zapadni vjetar s jakom zapadnom mlaznom strujom (na 25–30° N), koja je prisutna gotovo svaki dan. Sa zapada povremeno dolaze slabe ciklone koje visokim planinama donose obilan snijeg, a ravnicama u podnožju kišu. U toj jakoj zapadnoj struji nastaju valovi, pa se jedna visinska dolina najčešće nalazi otprilike na 90° E iznad Bengalskog zaljeva.

U proljeće, barem u njegovu početku, visinsko je strujanje u biti isto kao i zimi; i dalje postoji visinska semipermanentna dolina nad Bengalskim zaljevom, a južno od Tibeta i Himalaje puše zapadna struja. 21. III. sunce prelazi preko ekvatora, počinje naglo zagrijavanje Indijskog poluotoka, osobito



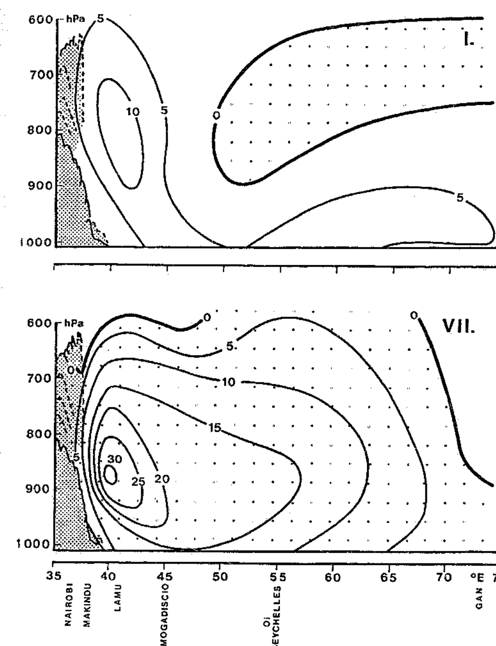
Sl. 295. Vertikalna raspodjela srednje zonalne brzine vjetrova (u čvorovima) duž meridijana 75° E; točkicama je označeno područje s istočnim vjetrom, a bijelo je područje sa zapadnim vjetrom (H. Heastie; izvor: A. H. Hrgian, 1969.)

na jugu, gdje nastaju prve plitke tropske depresije, koje s vremenom sve više prodiru na sjever. U njihovu južnom dijelu pušu zapadni vjetrovi, ali oni još malo utječu na bitnu promjenu tipa vremena. Nad Bengalskim zaljevom i njegovom sjevernom obalom počinje puhati vlažan južni vjetar, koji pred sobom potiskuje zimski sjeveroistočni monsun (pasat). U tom labilnom zraku nastaju prve nepogode, pojačane orografskim efektom. Tako na sjeveroistoku Indijskog poluotoka i u Burmi kišno razdoblje počinje *prije* (sl. 291.) bitne promjene visinske cirkulacije. Nad Indijskim oceanom pojavljuju se prvi tajfuni koji dolaze iz Južnokineskog mora i Sijamskog zaljeva.

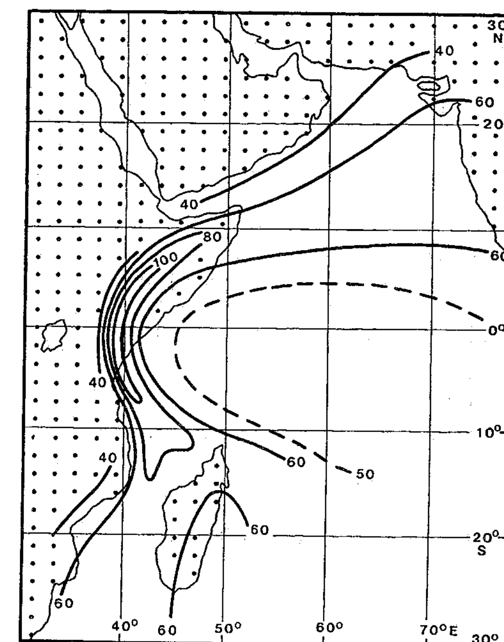
Bitno nova situacija nastaje krajem svibnja i početkom lipnja, dakle početkom ljeta, kad temperatura naglo raste, ali postoje stanovite regionalne specifičnosti. Sjeveroistočni dio Indijskog poluotoka dodatno se zagrijava latentnom toplinom kondenzacije, jer ondje već padaju jake kiše, južni Tibet i Himalaja zagrijavaju se jakom radijacijom, isto kao i suhi sjeverozapadni dio poluotoka. To se jako zagrijavanje prenosi u više slojeve atmosfere, pa je početkom ljeta horizontalni gradijent temperature u cijeloj atmosferi usmjeren od suptropa prema ekvatoru. Nad južnom Azijom, na oko 28° N, od Arapske pustinje do jugozapadne Kine nastaje topli pojas gdje je temperatura viša nego na jugu prema ekvatoru. Ta promjena smjera horizontalnoga gradijenta temperature u sloju zraka otprilike od 2 do 5,5 km nastupa gotovo istodobno s početkom monsunskih kiša uza zapadnu obalu poluotoka. Istodobno se prema sjeveru premještaju tropske depresije, odnosno NITC prodire na sjever, a na većoj se visini zonalni zapadni vjetar smjenjuje s istočnim vjetrom (sl. 295, dolje). Zona ekvatorskoga zapadnog vjetra u obliku klina, ispod širokog pojasa s tropskim istočnim vjetrom, prodire u kopno. Debljina sloja u kojemu puše ekvatorski zapadni vjetar (tj. ljetni monsun) naglo se povećava na više kilometara. Taj je proces praćen temeljitom promjenom visinskog strujanja; suptropska mlazna struja naglo se povlači otprilike na 40° N (sl. 295, dolje), a u zonalnoj zapadnoj struji nastaju sada dvije visinske doline. Jedna je zapadno od Tibetskog visočja na oko 65° E (tzv. pamirska visinska dolina), a druga je istočno od Tibetskog visočja otprilike na 100–150° E (tzv. zapadnokineska ili sečuanska dolina). (Istodobno se nad hladnim Ohotskim morem razvija kvazistacionarna anticiklona, a produbljuje se sečunska dolina na kojoj nastaju uglavnom slabe ciklone, koje ojačaju nad morem pred obalom Kine. Tako nastaju kiše Mai-yü iznad srednje i sjeverne Kine, te Bai-u nad Japanom.) Usred ljeta uspostavlja se ljetna monsunska cirkulacija s ekvatorskim zapadnim vjetrom u donjoj troposferi, istočnim strujanjem u višim slojevima, koja na granici troposfere prelazi u tropsku istočnu mlaznu struju (najčešće iznad 15° N). Brzina te tropske istočne mlazne struje neprestano se mijenja (govori se o pulsacijama) s trajanjem 3–6 dana, pri čemu se brzina u jezgri promijeni za 40–100 čvorova. Drži se da su te pulsacije u vezi s nastupima sušnih i kišnih perioda na Indijskom poluotoku. Dosta se raspravlja o tome omogućuje li

povlačenje suptropske mlazne struje na sjever provalu ljetnog monsuna ili je obratno, tj. provala monsuna potiskuje suptropsku mlaznu struju na sjever od Tibeta. Činjenicu da monsunske kiše počinju padati na jugu Indijskog poluotoka i uza sjevernu obalu Bengalskog zaljeva dok se suptropska mlazna struja još nalazi južno od Himalaje, većina istraživača smatra dokazom da je točnija druga pretpostavka, tj. prizemni termički uvjeti uzrokuju provalu monsuna i konačno potiskivanje suptropske mlazne struje na sjever od Tibeta. To se u biti slaže s fundamentalnim procesom – prividnim gibanjem sunca – tj. i mlazne struje prate gibanje sunca na sjever i jug.

Kad se govori o afro-azijskim monsunima, ne možemo konačno ne spomenuti stari problem: nastaje li monsun na jednoj hemisferi »prelijevanjem« zraka s druge hemisfere (tj. nastaje li prijelazom pasata sa zimske hemisfere na ljetnu) ili nastaje samo na jednoj hemisferi? Glavni je problem ljetni monsun na sjevernoj hemisferi, posebno u južnoj Aziji. Postoje dva ekstremna stajališta, a to je starija pretpostavka da je ljetni monsun na sjevernoj hemisferi zapravo udesno skrenuti jugoistočni pasat s



Sl. 296. Srednja meridionalna komponenta strujanja između 35° i 75° E duž ekvatora u Indijskom oceanu u siječnju i srpnju; točkicama je označeno područje s južnom komponentom (čvorovi), bijelo je područje sa sjevernom komponentom (J. Findlater, 1969.)



Sl. 297. Maksimalna brzina vjetra (čvorovi) u sloju 600–2 400 m za vrijeme južnog monsuna (sjevernohemisfersko ljeto) u zapadnom dijelu Indijskog oceana (J. Findlater, 1969.)

južne hemisfere, a novija je pretpostavka da je ljetni monsun na sjevernoj hemisferi ekvatorski zapadni vjetar koji nije genetski vezan za jugoistočni pasat s južne hemisfere. Usprkos intenzivnim suvremenim istraživanjima, nije moguće dati definitivnu ocjenu koja je hipoteza točnija. Opet se – prema svemu sudeći – susrećemo sa starom činjenicom da svako ekstremno stajalište ima elemenata istine, a ni jedan se ne može usvojiti u cjelini. Još više, kao i u svim drugim slučajevima, utvrdilo se da je monsunska cirkulacija kompleksnija nego što se nekada smatralo, i drugo, suvremena istraživanja pokazuju da je kod tako velikih procesa kao što je npr. monsunska cirkulacija nužna prostorna diferencijacija. Taj ćemo problem prikazati analizom strujanja u najvažnijem području, u Indijskom oceanu i obalnoj zoni u istočnoj Africi (sl. 296.). Najinteresantnije je kakvo je – po smjeru i intenzitetu – transekvatorsko strujanje od 35 do 75° E, dakle u sektoru od 40 dužinskih stupnjeva duž ekvatora u Indijskom oceanu, a zahvaćen je sloj troposfere do visine oko 4,2 km. Usporedbom strujanja u siječnju i srpnju očita je činjenica da *postoji transekvatorsko strujanje*, ali je ono *koncentrirano u jednom uskom sektoru*. Istodobno u jednom dijelu Indijskog oceana preteže

jedno strujanje, a u drugom dijelu oceana strujanje je *suprotno*. Dakle:

a) zrak prelazi s jedne hemisfere na drugu, ali samo u nekim dijelovima oceana, u nekim sektorima,

b) intenzitet transekvatorskog strujanja mnogo je veći u srpnju nego u siječnju i

c) najveći dio mase zraka koji prelazi preko ekvatora prelazi u troposferi do visine oko 5 km (jezgra je na nešto većoj visini), pa to ujedno pokazuje zašto se taj problem nije mogao riješiti analizom prizemnog strujanja (po podacima s otoka u blizini ekvatora).

Kad golema masa zraka prijeđe sa zimske južne na ljetnu sjevernu hemisferu, nađe se u drukčijim uvjetima, i bit će podložna zakonima nove sredine. Zato će monsunsko strujanje biti onakvo kako smo već prikazali u nizu primjera; ono se na sjevernoj hemisferi sasvim zadovoljavajuće može objasniti postojanjem »tunela« ekvatorskoga zapadnog vjetra ispod »zvona« istočne tropske struje.

Razmotrimo strujanje u siječnju (sl. 296, gore). Vidi se da postoji relativno plitka sjeveroistočna monsunska (pasatna) struja, a iznad nje je, otprilike od 50° E istočnije, slaba južna struja. Deblji sloj sa sjeveroistočnim monsunom nalazi se uz obalu istočne Afrike, gdje reljefna barijera pridonosi »zbijanju« monsunske struje sve do visine oko 3 km. To je u skladu s već poznatom činjenicom da glavna masa zraka sa sjeveroistoka prodire u centralnu Afriku sjeverno od toga ekvatorskog sektora. Ogranak sjeveroistočnog monsuna uz obalu Afrike »zbija« se i skreće na jug te konačno prelazi ekvator i odlazi na južnu hemisferu.

U srpnju je strujanje dijametralno suprotno (sl. 296, dolje). S juga puše jaka struja koja zahvaća i dijelove istočne Afrike. Najzapadnija periferija te južne struje ipak je pod dominantnim utjecajem visoka reljefa otprilike na 35–38° E. Vrlo je važna činjenica da je južna monsunska (pasatna) struja koncentrirana u sloju ispod 4,2 km i u neposrednoj je blizini obale, a brzina vjetra najveća je između 600 i 2 400 m. Istočnije od 55° E monsunska je struja po brzini slabija, ali zato zahvaća širok profil da bi na oko 75° E sasvim oslabila. Prema tome, u srpnju – odnosno u sjevernohemisferskom ljetu uopće – ne postoji »prelijevanje« južnohemisferskoga jugoistočnog pasata preko cijelog ekvatora između Afrike i Australije. Ono je koncentrirano na zapadnu polovicu tog oceana. Bitna je činjenica da je utvrđena korelacija između promjene brzine vjetra u jezgri južnog vjetra iznad Kenije (zbog nerijetko velike brzine ona je nazvana južnom mlaznom strujom) i količine kiše na Indijskom poluotoku.

Cirkulacija u zapadnom dijelu Indijskog oceana toliko je važna za taj dio svijeta da je potrebno uputiti na još jedan detalj koji će nam omogućiti lakše razumijevanje uzroka aridnosti Somalijskog poluotoka i susjedne južne Arabije, pa čak i šire obalnog pojasa u Africi južno od Somalije. To je nama već poznati suhi pojas koji prodire sve do ekvatora. Na sl. 297. prikazana je srednja brzina meridionalne (južne) komponente strujanja. Iz toga proizlazi da maksimalna brzina južnog monsuna pokatkad može biti vrlo velika, a puše u kontinuiranom pojasu od Mauritiusa preko Madagaskara, Kenije, istočne Etiopije i Somalijskog poluotoka, gdje naglo skreće prema istoku preko Arapskog mora do zapadne obale Indijskog poluotoka pa čak i dalje na istok. Iznad Arapskog mora i zapadnog dijela Indijskog poluotoka taj sistem »niske, južne mlazne struje« uključuje se u cirkulaciju u zoni intertropske konvergencije. Karakteristično je da ta »niska mlazna struja« najjače puše u unutrašnjosti kopna, iznad Kenije, istočne Etiopije i Somalije. U razdoblju najjačega južnog monsuna najveća mu je brzina na zapadnoj periferiji područja koje on zahvaća. Posljedice takva strujanja dalekosežne su. Do nešto sjevernije od 8° N temperatura vode i zraka gotovo je jednaka, odnosno zrak je nešto malo topliji od vode. Sada se počinju manifestirati posljedice puhanja jugozapadnog monsuna; on »otpuhuje« toplu vodu s površine i na njezinome mjestu izbija hladnija voda iz nešto dubljih slojeva mora. Nastaje bitna promjena; otprilike na 8° 35' N voda postaje izrazito hladnija od zraka iznad nje. Zrak iznad hladne vode se ohlađuje, pa iznad nje nastaje inverzijski sloj, tj. temperatura zraka raste s porastom visine. Takva raspodjela temperature stabilizira zrak u donjoj troposferi i onemogućuje pritjecanje maritimnog zraka na Somalijski poluotok.

Sada vidimo kako je duboko osnovana pretpostavka da su afro-azijski monsuni integralan član opće cirkulacije atmosfere. Oni se – kao cirkulacijski sistem – održe cijele godine, samo što se mijenja područje njihova maksimalnog razvoja, jer migriraju »za suncem«. Više nema sumnje da su nerazdvojno povezani s općom cirkulacijom, ali ne samo u tropima nego i u suptropima i u zoni glavnih zapadnih vjetrova. Ne mogu se nikako objasniti ako se ne uzmu u obzir geografska raspodjela kopna i mora i sve dalekosežne posljedice koje proizlaze iz toga.

2. KLASIFIKACIJA KLIMA

2.1. RAZNOLIKOST KLIMA, NJIHOVO DEFINIRANJE I KLASIFIKACIJA

2.1.1. POTREBA KLASIFIKACIJE KLIMA

Neposredna je posljedica nehomogenosti Zemljine površine i atmosfere, odnosno posljedica izvanredne kompleksnosti opće cirkulacije atmosfere – postojanje velikih razlika između klima raznih dijelova svijeta. To ide tako daleko da se teorijski može uzeti da »svaki« kvadratni metar Zemljine površine ima »svoju« klimu. Jasno je da se u praksi ne može operirati s golemim brojem klima, to više što prostrana područja imaju u biti vrlo sličnu klimu.

Svrha je klasifikacije klima da se brojne lokalne klime, po više ili manje točno definiranom sistemu i po određenom kriteriju, svedu samo na nekoliko grupa, tj. sve slične klime svrstavaju se u jednu zajedničku grupu s manje ili više točno određenim karakteristikama. Klasifikacijom (ili klasifikacijama) klima moraju se pomiriti dvije suprotnosti; teži se za tipizacijom klima, ali se mora očuvati individualnost ili specifičnost klime. Iz toga proizlazi još jedan problem, a to je »oštrina« granice (ili širina pojasa) među pojedinim klimama.

Problem oštrine ili širine granice među klimama relativan je pojam, jer to ovisi o mjerilu prikazanog prostora. Kad se na nekoj karti prikazuju razne klime na Zemlji, onda je logično da su granice prilično oštre. Na kartama krupnijeg mjerila granica prelazi u pojas. On je širi na moru i na prostranim ravnicama, ali na obalama, te osobito u planinama, granica je vrlo oštra, tako oštra da na jednoj visokoj planini može biti više tipova klime; to osobito vrijedi za planine u vlažnim tropima.

2.1.2. PRINCIPI KLASIFIKACIJE KLIMA

Teškoće su vrlo velike, pa još ne postoji jedinstven, opće prihvaćen kriterij za određivanje većih i manjih skupina klima; zato postoji niz pokušaja (više desetaka!) klasifikacije klima. Pri tome razni autori polaze s različite osnove. W. J. Maunder (1962.) navodi da postoji više od 75 klasifikacija klima, ali postoje samo tri klasifikacije klima kod kojih je osnova čovjek.

Najjednostavnije su, ali zato uglavnom najmanje uspjele, klasifikacije na osnovi samo jednoga klimatskog elementa, jer klimu određuje niz od nekoliko klimatskih elemenata, koji zajednički daju pečat klimi jednog kraja. Klasifikacija na temelju jednog elementa tek je približna, ali pokatkad može udovoljiti nekim praktičkim potrebama, jer treba znati da je relativna važnost pojedinih klimatskih elemenata vrlo različita. Idealna klimatska klasifikacija bila bi ona koja bi istovremeno uzela u obzir sve klimatske elemente, i to srednjake i ekstreme. Tu postoje goleme teškoće, tako da se sve klimatske klasifikacije temelje samo na glavnim klimatskim elementima.

Iako su klimatske klasifikacije vrlo brojne, sve se one mogu svesti na dvije velike skupine: genetske i efektivne klasifikacije klima. Genetska klasifikacija klima polazi od opće cirkulacije atmosfere, odnosno od zonalne raspodjele prizemnih vjetrova. Pritom je bitna raspodjela kopna i mora, koja u pojedinim dijelovima svijeta, odnosno u jednom dijelu godine, znatno »deformira« opću cirkulaciju. Kod genetskih klasifikacija posebno se ističe stupanj kontinentalnosti, položaj prema moru (zapadna ili istočna obala kontinenta), utjecaj privjetrine i zavjetrine, nadmorska visina, trajanja kišnog perioda. Genetske klasifikacije ne daju formule za određivanje oštrih granica.

Kod efektivne klasifikacije klima polazi se od posljedica koje klima ostavlja na biljnom svijetu, tlu, otjecanju vode itd. Posebno je važan biljni pokrov. Poznato je da je on adaptiran na lokalne klimatske uvjete, pri čemu se vrlo često odražava i suptilan utjecaj nekih naoko manje važnih klimatskih elemenata i faktora.

2.1.3. KLIMATSKI INDEKSI

Bilo bi idealno kad bi se osnovne klimatske karakteristike jedne postaje mogle jednostavno prikazati samo pomoću jednog broja, pomoću indeksa ili faktora. Da je to teško, nije potrebno mnogo dokazivati jednostavno zato što je klima ovisna o nizu klimatskih elemenata i faktora. Za izračunavanje klimatskih indeksa ili faktora najčešće se uzimaju dva klimatska elementa i faktora.

Na osnovi temperature postoji najjednostavnija i najstarija podjela na trope (između obratnica), sjevernu i južnu umjerenu zonu ili pojas (između obratnica i polarnica) i polarne zone (sjeverno, odnosno južno od polarnice), pa bismo tako imali tropske, umjerene i polarne klime. Kasnija je podjela točnije kvantitativno određena (sl. 298.), pa bi tropi obuhvaćali područja između izotermi najhladnijeg mjeseca od 18 °C. Polarne zone su unutar izotermi najtoplijeg mjeseca od 10 °C. Između tih izotermi nalaze se umjerene zone s umjerenim klimama. Za klasifikaciju klima na osnovi temperature uzima se, dakle, temperatura najhladnijeg i najtoplijeg mjeseca, ili pak – u drugim primjerima – srednja godišnja temperatura ili temperatura niza od nekoliko mjeseci (npr. temperatura ljetnih i zimskih mjeseci). Promatrajući sl. 298. lako se dolazi do fundamentalne spoznaje u klimatologiji, a to je zonalno pružanje graničnih izotermi, i time i do zonalnog pružanja klimatskih područja najvišeg reda. Postoje prema drugim autorima i druge granice spomenutih zona.

Veliku popularnost u svjetskoj klimatološkoj literaturi stekao je W. Gorczyński svojim jednostavnim klimatskim indeksima. On je najprije (1918.) prema veličini godišnje amplitude temperature A dao sljedeću podjelu klima:

1. ekvatorska	$A < 2{,}5$ °C,
2. oceanska	$A = 2{,}5 - 10$ °C,
3. prijelazna maritimna	$A = 10 - 25$ °C,
4. kontinentska	$A = 25 - 40$ °C i
5. ekstremno kontinentska	$A > 40$ °C.

Osim toga, on je (1918.) postavio formulu za izračunavanje termičkog stupnja kontinentalnosti k

$$k = \frac{1{,}7}{\sin\varphi} - 20{,}4\%.$$

φ = geografska širina.

Poslije je, 1920. god. za izračunavanje iste veličine postavio nešto modificiranu formulu:

$$k = \frac{1{,}6\,A}{\sin\varphi} - 14\%.$$

A = godišnja amplituda temperature na geografskoj širini φ.

Razlika između rezultata dobivenih pomoću prve i druge formule iznosi 3%. Tako je nastala podjela:

k = 0–33% prijelazna oceanska ili maritimna klima,
k = 34–66% kontinentska klima i
k = 67–100% ekstremno kontinentska klima.

Da bi se izbjegle neke teškoće iz formule W. Gorczyńskog, V. Conrad i L. W. Pollak (1950.) predložili su nešto izmijenjenu formulu za izračunavanje stupnja termičke kontinentalnosti k

$$k = \frac{1{,}7\,A}{\sin(\varphi + 10)} - 14$$

Za mjesta sa $\varphi > 80°$ ta formula ne zadovoljava.

S. P. Hromov (1957.) određuje stupanj kontinentalnosti utvrđivanjem činjenice koliko se na godišnjoj amplitudi temperature određenog mjesta odražava utjecaj kontinenata. Stupanj kontinentalnosti k izračunava se pomoću formule

$$k = \frac{A - 5{,}4\sin\varphi}{A}\ \%$$

A = godišnja amplituda,
φ = geografska širina.

Razlika između krajeva s »posve oceanskom« klimom u centru južnog dijela Pacifika i najkontinentalnijih dijelova Azije iznosi nešto manje od 100%, jer »posve oceanska« klima ima $k = 0\%$, a u najvećoj kontinentskoj klimi k nešto je veći od 100%.

Raspodjelu stupnja kontinentalnosti k dobro je odredio N. N. Ivanov (1959.) polazeći od formule

$$k = \frac{A_g + A_d + 0{,}25\,D}{0{,}36\,\varphi + 14}\,100\%$$

A_g = godišnja amplituda temperature zraka,
A_d = dnevna amplituda temperature zraka,
D = deficit relativne vlage i
φ = geografska širina.

Tako je Ivanov utvrdio deset tipova klime, počevši od ekstremno oceanske (k = 37 – 47 %) pa sve do ekstremno kontinentske klime (k = 215 – 260 %). Na žalost, nije moguće dati kartu u mjerilu koje bi odgovaralo ovom udžbeniku.

Osim temperature, za relativno brojna i uglavnom jednostavna definiranja klime poslužila je količina padalina i neki drugi elementi neposredno vezani uz nju. Iz iskustva je poznato da golemu praktičnu važnost ima suša, pa su se jednostavnim formulama nastojali izračunati indeksi ili faktori kojima bi se kvantitativno definirala aridnost ili humidnost. Suša je prirodna pojava uvjetovana nedostatkom padalina, ali pritom djeluju i drugi klimatski elementi, tako da njezin postanak ne mora uvijek biti jednostavan, niti ovisiti isključivo o klimatskim elementima. Poznato je da je tu vrlo važna i propusnost podloge, jer nije svejedno je li podloga građena od propusnog vapnenca ili od nepropusne gline. Suša se očituje u nedostatku vode potrebne za život živih bića, jer se procesi u živim organizmima vrše u vodenim otopinama ili u dodiru s vodom. Slijedi da u biljnom svijetu razlikujemo fiziološku, atmosfersku i zemljišnu sušu. Atmosferska suša (visoka temperatura, niska relativna vlaga, suh i vruć vjetar) očituje se kod biljaka u pojačanoj transpiraciji, većem trošenju nego primanju vode, zbog čega biljka zaostaje u razvoju, a eventualno može uvenuti i osušiti se, osobito ako ima plitko korijenje (npr. trava u savanama, stepama, prerijama itd.).

Ako atmosferska suša potraje dugo, pojavljuje se zemljišna suša, kad se osuši debeli sloj tla. Znamo kakve su sve posljedice bile (i još jesu) jakih suša (glad, bolesti), pa je kvantitativno upoznavanje suše prvi korak u borbi protiv nje (navodnjavanje, duboko oranje, selekcija sjemena, podizanje zaštitnih šumskih pojasa).

Godine 1915. R. Lang je postavio svoj poznati kišni faktor f

$$f = \frac{\overline{P}_g}{\overline{T}_g}.$$

$\overline{P}_g$ = srednja godišnja količina padalina u mm i
$\overline{T}_g$ = srednja godišnja temperatura u °C.

Ako je $f < 40$, klima je aridna,
ako je f = 40–60, klima je semiaridna[127]
ako je f = 60–100, klima je semihumidna,
ako je f = 100–160, klima je humidna[128] i
ako je $f > 160$, klima je perhumidna.[129]

Dakle, $f = 40$ granica je između aridne i semiaridne, $f = 60$ granica je semiaridne i semihumidne, $f = 100$ granica je semihumidne i humidne, a $f = 160$ granica je humidne i perhumidne klime.

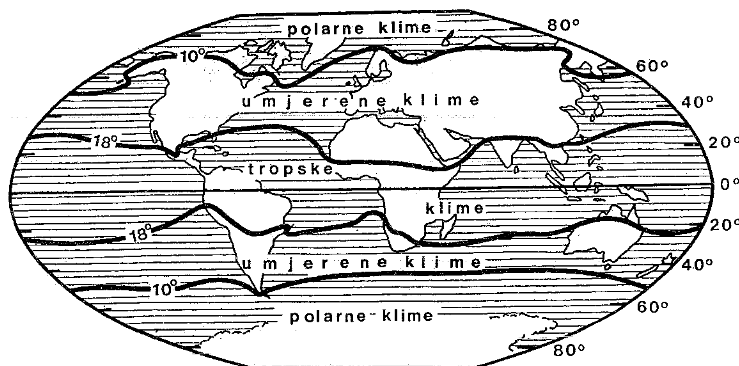
Kišni faktor gubi smisao ako je srednja godišnja temperatura 0 °C ili je negativna. Da se izbjegne taj nedostatak, isti je autor postavio formulu

$$f_{1915} = \frac{\overline{P}_g}{\overline{T}_{15}}.$$

$\overline{T}_{15}$ = srednja temperatura perioda bez mraza.

Zbog određenih teškoća isti je autor 1920. god. uveo novu formulu

$$f_{1920} = \frac{\overline{P}_g}{\overline{T}_{20}}.$$



Sl. 298. Köppenova temperaturna klasifikacija klima

[127] lat. *semi* – prefiks koji označuje pola, polovicu; semiaridan – polupust, polusuh
[128] lat. *humidus* – vlažan, mokar
[129] lat. *per* – vrlo, veoma, preko; prefiks u složenicama, a znači da je nešto pretjerano; lat. *humidus* – vlažan, mokar; perhumidan – vrlo vlažan, prevlažan

$\overline{T}_{20}$ = dvanaestina zbroja srednjih mjesečnih temperatura viših od 0°.

M. Gračanin (1950.) određuje kišni faktor za svaki mjesec posebno

$$KF_m = \frac{\overline{P}_m}{\overline{T}_m}.$$

$\overline{P}_m$ = srednja mjesečna količina padalina,
$\overline{T}_m$ = srednja mjesečna temperatura.

Ako je $KF_m < 3{,}3$, klima je aridna,
ako je $KF_m = 3{,}3–5$, klima je semiaridna,
ako je $KF_m = 5–6{,}6$ klima je semihumidna,
ako je $KF_m = 6{,}6–13{,}3$, klima je humidna i
ako je $KF_m > 13{,}3$, klima je perhumidna.

Godine 1926. E. de Martonne je postavio svoj poznati godišnji indeks aridnosti I_g

$$I_g = \frac{\overline{P}_g}{\overline{T}_g + 10}.$$

$\overline{P}_g$ = srednja godišnja količina padalina (mm) i
$\overline{T}_g$ = srednja godišnja temperatura.

Nerijetko bolji podatak o aridnosti, osobito u periodično suhim krajevima, daje mjesečni indeks aridnosti I_m

$$I_m = \frac{12\,\overline{P}_m}{\overline{T}_m + 10}.$$

$\overline{P}_m$ = srednja mjesečna količina padalina (mm),
$\overline{T}_m$ = srednja mjesečna temperatura.

Indeks aridnosti 20 granica je aridnih i humidnih mjeseci. Ako su srednje mjesečne temperature niže od –10 °C indeks aridnosti postaje negativan. Pri takvim temperaturama glavna je padalina snijeg, koji čini rezervu vlage što je vegetacija iskorišćuje poslije, u mjesecima »biološke suše«. Biološki su suhi oni mjeseci čiji je indeks aridnosti manji od 20.

Osobito među geobotaničarima vrlo se razvila upotreba pluviotermičkoga kvocijenta Q, koji je odredio L. Emberger (1932.)

$$Q = \frac{100\,\overline{P}_g}{M^2 - m^2}.$$

$\overline{P}_g$ = srednja godišnja količina padalina,
M = srednja maksimalna temperatura najtoplijeg mjeseca i
m = srednja minimalna temperatura najhladnijeg mjeseca.

Tu je formulu Emberger upotrijebio za razgraničenje mediteranske i pustinjske klime, a ujedno i za detaljnije regionalno diferenciranje mediteranske klime. Što je Q veći, veća je humidnost, i obratno, što je Q manji, veća je aridnost.

Nama će posebno interesantna biti formula za izračunavanje trajanja i intenziteta suše u mediteranskim zemljama, koju su postavili P. Birot i J. Dresch (1953.)

$$i = \frac{\overline{P}\,J}{\overline{T}}.$$

$\overline{P}$ = srednja mjesečna količina padalina,
J = srednji broj dana s padalinama i
$\overline{T}$ = srednja mjesečna temperatura.

Ako je u nekom mjesecu $i < 10$, kraj je aridan.

2.2. KÖPPENOVA KLASIFIKACIJA KLIMA

Köppenova je klasifikacija, prema svemu sudeći, dosad najbolja, najuspjelija klasifikacija klima. Njezine su osnove postavljene 1918. god., a poslije je nešto modificirana (to je učinio sam W. Köppen ili neki drugi autori), ili su granice pojedinih klimatskih tipova u nekim dijelovima svijeta nešto (nebitno, većinom) izmijenjene. (Mi ćemo prikazati stanje u redakciji R. Geigera i W. Pohla, 1954. god.) Köppenova klasifikacija klima temelji se na statistički dobivenim, točno određenim, vrijednostima godišnjih i mjesečnih temperatura i padalina. Time je on upozorio na važnost trajanja određenoga klimatskog elementa na određenoj razini (ili ispod i iznad nje), odnosno uočio je bitnu važnost godišnjega hoda klimatskog elementa. Utvrdio je da je u niskim geografskim širinama važna srednja temperatura najhladnijeg mjeseca, a u višim geografskim širinama najvažnija je srednja temperatura najtoplijeg mjeseca.

Vegetacija je prirodni meteorološki (bolje rečeno, klimatski) instrument koji je vrlo senzitivan pokazatelj klime nekoga kraja. Poštovanje odnosa klime i vegetacije omogućilo je dobivanje, odnosno odabiranje granica klimatskih tipova. On je uveo i klimatske formule kojima se precizno karakterizira klima, odnosno ograničuju klimatska područja.

Sve klime na svijetu Köppen dijeli u pet klimatskih razreda, koji se označuju velikim slovima *A, B, C, D* i *E*. Klime *B* nazivaju se zajednički suhim klimama, jer u prosječnoj godini nedostaje vlaga za doista uspješan rast vegetacije. Klime *A, C* i *D* označuju se kao šumske klime ili klime drveća, jer u tijeku cijele godine, ili barem u jednom njezinu dijelu, postoje uvjeti za rast vegetacije. Karakteristike pojedinih klimatskih razreda su sljedeće:

A = tropske kišne klime; srednja temperatura svih mjeseci iznosi ≥ 18 °C, tj. najhladniji mjesec nema srednju temperaturu nižu od 18 °C.

B = suhe klime; temperaturne granice nisu određene, nego se određuju kombinacijom temperature i padalina.

C = umjereno tople kišne klime; srednja temperatura najhladnijeg mjeseca nije niža od –3 °C, a najmanje jedan mjesec ima srednju temperaturu višu od 10 °C.

D = borealne klime ili snježno-šumske klime (1918. god. nazvao ih je subarktičkim klimama); srednja temperatura najhladnijeg mjeseca niža je od –3 °C, a srednja temperatura najtoplijeg mjeseca je iznad 10 °C.

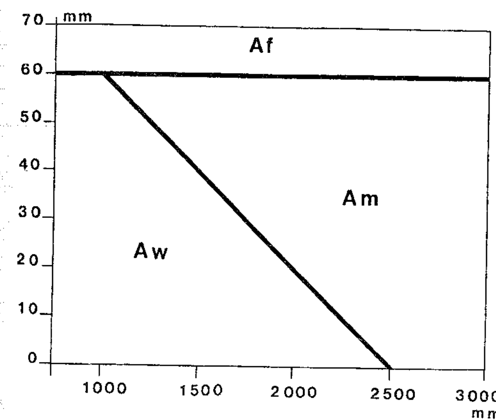
E = snježne klime; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca je ≤ 10 °C.

Svaki od navedenih klimatskih razreda, osim razreda *E*, dijeli se u podskupine dodavanjem drugog slova kojim se označuje stupanj vlažnosti. U razredu klima *A* dodaju se oznake:

f (njem. fehlt, nedostaje, nema; nema suše) = najsuši mjesec ima prosječno ≥ 60 mm padalina, pa nema sušnog razdoblja;

s (der Sommer, ljeto) = sušno je razdoblje ljeti;

w (der Winter, zima) = sušno je razdoblje zimi; najmanje mjesec dana, odnosno najsuši zimski mjesec ima ≤ 60 mm padalina.



Sl. 299. Podjela klima A prema srednjoj godišnjoj količini padalina (apscisa) i srednjoj količini padalina u najsušem mjesecu (ordinata)

Granica između pojedinih tipova klima u razredu *A* (sl. 299.), odnosno između tipova *Af, Aw* i *Am* postavlja se pomoću formule

$$P_{min} = 10 - \frac{\overline{P}_g}{25},$$

P_{min} = srednja mjesečna količina kiše u mjesecu s najmanjom količinom kiše,
$\overline{P}_g$ = srednja godišnja količina kiše.

Na sl. 299. vidimo da je 60 mm kiše u najsušem mjesecu granica između *Af* s jedne i *Aw* i *Am* klima s druge strane. Lako se može vidjeti da u *Aw* klimi (savanskoj klimi) treba godišnje pasti 1 000 mm kiše ako u najsušem mjesecu padne 60 mm kiše da bi klima ostala savanska. Ako u najsušem mjesecu padne 40 mm kiše, potrebno je godišnje 1 500 mm kiše da bi klima ipak ostala savanska; tako možemo nastaviti i dalje. Ako najsuši mjesec ima 20 mm kiše, treba godišnje 2 000 mm kiše. (Ako u najsušem mjesecu padne npr. 40 mm kiše, a u cijeloj godini 2 500 mm, onda je klima *Am* itd.)

Detaljnija podjela klima *B* provodi se dodavanjem velikih slova:

S = stepske klime. Osim ukupne količine padalina važan je i njezin godišnji hod. Granica stepskih (die Steppe, stepa) i humidnih klima određuje se pomoću triju formula, ovisno o tome jesu li padaline koncentrirane (70% od godišnje količine) u zimskom (listopad-ožujak na sjevernoj hemisferi) ili ljetnom dijelu godine (travanj-rujan), ili su pak padaline jednoliko raspodijeljenje u tijeku cijele godine (kad nijedno od dvaju spomenutih razdoblja ne prima više od 70% godišnje količine padalina).

W = pustinjske klime (die Wüste, pustinja).

Razgraničenje između šumskih i stepskih klima, odnosno između pustinjskih i stepskih klima, ovisi o srednjoj godišnjoj količini padalina i srednjoj godišnjoj temperaturi (sl. 300.). Granica između stepskih klima, *BS*, i šumskih klima, klima *A, C* i *D*, odnosno prijelaz stepe u šumu određuje se odnosom srednje godišnje temperature *t* i srednje godišnje količine padalina *r*

r = 2t + 28, ako je kiša koncentrirana ljeti,
r = 2t + 14, ako su padaline jednoliko raspodijeljene i
r = 2t, ako su padaline koncentrirane zimi.

Granica između stepskih klima, *BS*, i pustinjskih klima, *BW*, odnosno prijelaz pustinje u stepu, određuje se jednadžbama

r = t + 14, ako su kiše koncentrirane ljeti,
r = t + 7, ako su padaline jednoliko raspodijeljene i
r = t, ako su padaline koncentrirane zimi.

U oba se primjera može vidjeti da je efikasnost padalina veća pri niskim nego pri visokim temperaturama, tj. ista količina kiše »korisnija« je zimi nego ljeti kad je jaka evaporacija. To je razlog što pri određivanju spomenutih granica treba lučiti zimsku koncentraciju padalina od ljetne, odnosno njihovu jednoliku raspodjelu.

Klime *C* i *D* dijele se dodavanjem slova:

f = padaline su više-manje raspodijeljene u tijeku cijele godine, pa nema sušnog razdoblja,

w = suho razdoblje je zimi; najsuši mjesec ima ≤ 1/10 padalina od najkišovitijeg mjeseca u toplom dijelu godine (ili obratno: najkišovitiji mjesec u toplom dijelu godine ima ≥ 10 puta više kiše od najsušeg zimskog mjeseca) i

s = suho je razdoblje ljeti; najsuši mjesec ima prosječno ≤ 40 mm kiše i manje od 1/3 od najvlažnijeg mjeseca (ili obratno: najkišovitiji mjesec zimi ima barem tri puta više kiše od najsušega ljetnog mjeseca).

Klime *B, C* i *D* dalje se dijele dodavanjem malih slova kojima se označuje temperatura.

Za klime *B*:

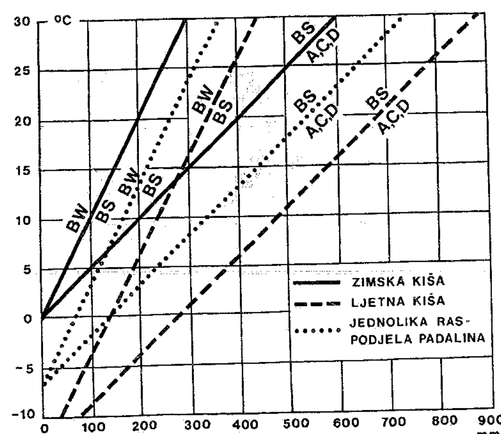
h = vruće (heiss); srednja godišnja temperatura ≥ 18 °C,

k = hladno (kalt); srednja godišnja temperatura ≤ 18 °C, ali je srednja temperatura najtoplijeg mjeseca > 18 °C.

k' = hladno, samo je i srednja temperatura najtoplijeg mjeseca < 18 °C.

Za detaljniju podjelu klima *C* dodaje se:

a = vruće ljeto; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca ≥ 22 °C,



Sl. 300. Razgraničenje suhih klima (BW i BS) i šumskih klima (A, C i D) pomoću srednje godišnje temperature i srednje godišnje količine padalina (mm)

b = toplo ljeto; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca niža je od 22 °C, ali najmanje 4 mjeseca ima srednju temperaturu ≥ 10°C,

c = svježe ljeto; samo 1–4 mjeseca ima srednju temperaturu ≥ 10 °C, ali najhladniji mjesec nema srednju temperaturu nižu od –3 °C.

Za detaljniju podjelu klima *D* dodaje se:

a = vruće ljeto; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca > 22 °C,

b = toplo ljeto; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca niža je od 22 °C,

c = svježe ljeto; samo 1–4 mjeseca ima srednju temperaturu ≥ 10 °C. Uvijek je za *a, b* i *c* srednja temperatura najhladnijeg mjeseca niža od –3 °C (ali ne niža od –38 °C),

d = vrlo hladna zima; srednja temperatura najhladnijeg mjeseca niža je od –38 °C.

U klimama *E* (snježne klime) razlikuju se dva stupnja hladnoće:

ET = klima tundre; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca je između 0 °C i 10 °C,

EF = klima vječnog mraza; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca je jednaka ili niža od 0 °C, tj. sve srednje mjesečne temperature su negativne.

Za detaljniji prikaz klime dodaju se još neka druga slova kao pobliže klimatske karakteristike:

n = maglovito,

n′ = povremena magla, ali velika relativna vlaga u svježim ljetima,

n″ = povremena magla, ali velika relativna vlaga u toplom ljetu,

n‴ = povremena magla, ali velika relativna vlaga u vrućem ljetu,

x = kiša u ranom ljetu, kasno je ljeto vedro i suho,

x′ = povremene, ali intenzivne kiše u svim godišnjim dobima,

g = gangeski tip godišnjega hoda temperature; maksimum je prije nastupa ljetnog monsuna i prije ljetnog solsticija,

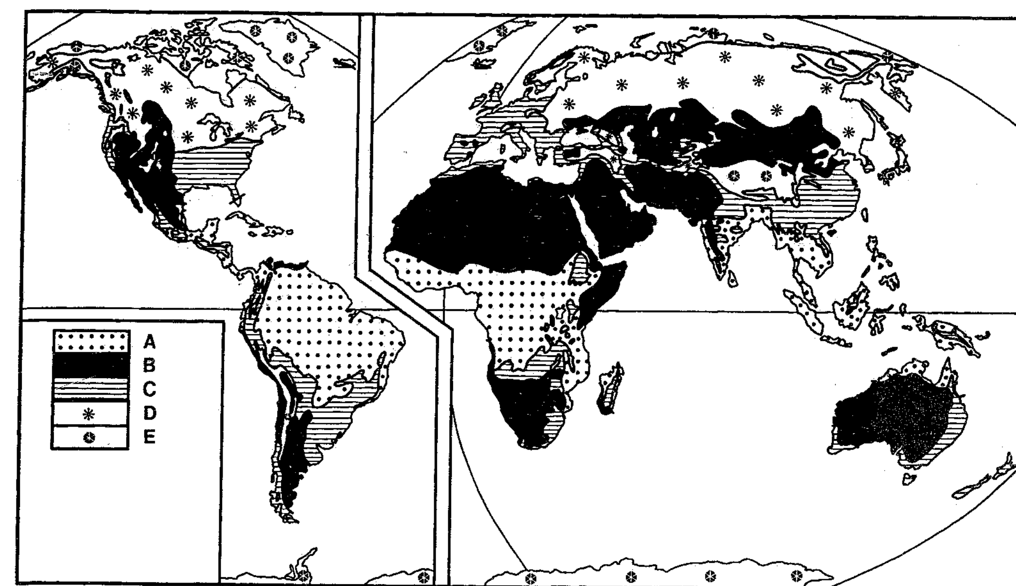
v = jesen je najtopliji dio godine (kapverdski tip godišnjega hoda temperature),

u = malena godišnja amplituda temperature; najsvježiji je mjesec neposredno poslije ljetnog solsticija (sudanski tip godišnjega hoda temperature),

s′w′ = posebni oblik ljetnih, odnosno zimskih padalinskih tipova kod kojih je kišno razdoblje pomaknuto na jesen i

s″w″ = ljetno, odnosno zimsko kišno razdoblje razdvojeno je kraćim sušnim razdobljem.

Tako je W. Köppen odredio 11 glavnih klimatskih tipova:



Sl. 301. Geografska raspodjela glavnih klimatskih razreda prema W. Köppenu (u redakciji R. Geigera i W. Pohla, 1954.)

Af = prašumska klima,
Aw = savanska klima,
BW = pustinjske klime,
BS = stepske klime,
Cf = umjereno tople vlažne klime,
Cs = sredozemne ili mediteranske klime,
Cw = sinijske klime,
Df = vlažne borealne klime,
Dw = suhe borealne klime,
ET = klima tundre i
EF = klima vječnog mraza.

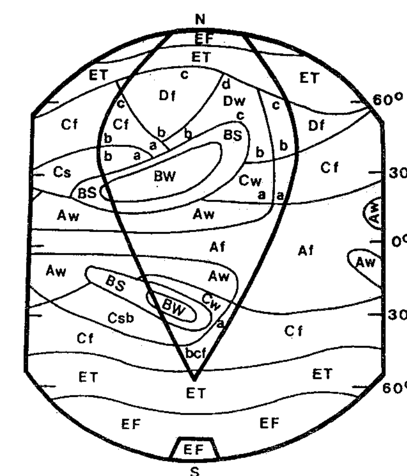
Pojedini klimatski razredi obuhvaćaju vrlo različite površine (sl. 301.), odnosno izraženo u postocima (H. Wagner, 1921.) kako slijedi na tab. 5. Vidi se da su klime *B* i *D* pretežno kontinentske. Klime drveća (*A, C* i *D*) zajedno zauzimaju 57% površine kontinenata, 76% površine oceana i 71% površine cijele Zemlje.

RELATIVNI UDIO POJEDINIH KLIMATSKIH RAZREDA (H. Wagner, 1921)

Klimatski razred	Kopno	More	Zemlja
A	19,9	42,7	36,1
B	26,3	4,2	10,6
C	15,5	31,9	27,2
D	21,3	1,7	7,3
E	17,0	19,5	18,8

Tab. 5.

Da bi se lakše uočila zakonomjernost u geografskoj raspodjeli Köppenovih klimatskih tipova, uobičajeno je da se ona prikaže na idealnom kontinentu (sl. 302.) koji se nalazi na obje hemisfere; da bi došli do izražaja samo opći utjecaji, pretpostavlja se da je kontinent gotovo ravan, bez velikih planinskih lanaca. (Poslije ćemo vidjeti da taj idealni kontinent u biti vrlo podsjeća na Sjevernu i Južnu Ameriku s



Sl. 302. Raspodjela klimatskih tipova na idealnom kontinentu (W. Köppen, 1936.)

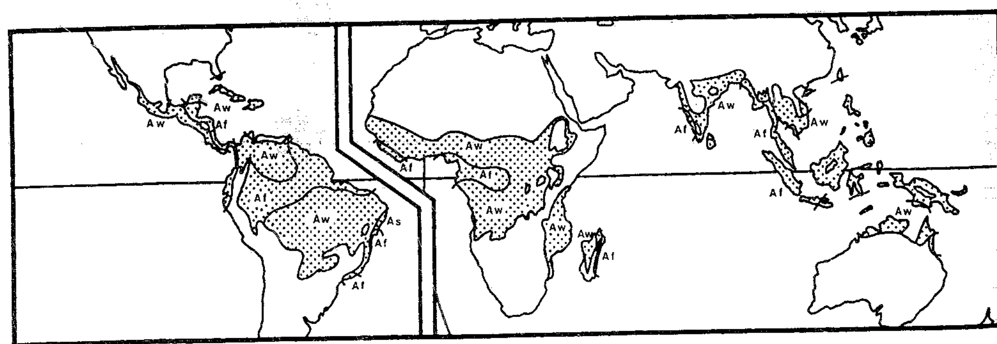
Antarktikom). Očito je da bi na homogenoj Zemlji mogla postojati zonalna raspodjela klimatskih tipova, samo što bi širina pojasa sa stanovitim klimatskim tipovima bila različita. (Najbliže je takvoj zonalnoj raspodjeli klimatskih tipova južna hemisfera u umjerenim i visokim geografskim širinama). Kopno, svojim utjecajem prije svega na raspodjelu temperature i padalina, utječe: a) na skretanje granica pojedinih klimatskih tipova, b) na staničnu raspodjelu područja nekih klimatskih tipova (osobito izraženo kod klima B) i c) klime D uopće ne postoje na maritimnoj južnoj hemisferi u višim geografskim širinama. Bitno je da se područje s pustinjskim klimama znatno proširuje na sjevernoj hemisferi baš pod utjecajem postojanja kontinenata. Obratno, sužavanjem kontinenta prema jugu bitno se smanjuje i područje s pustinjskim klimama. Iz toga možemo zaključiti da će raspodjela klimatskih tipova bitno ovisiti o raspodjeli kopna i mora u promatranu dijelu svijeta.

2.2.1. KLIME A, TROPSKE KIŠNE KLIME

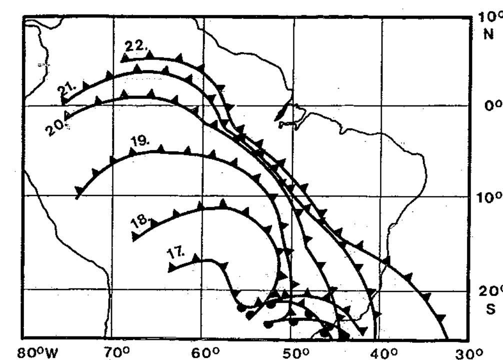
Vlažni tropi obuhvaćaju pojas širok 20–40°. Taj je pojas – kad se uzimaju u obzir samo kontinenti – prekinut u istočnoj Africi i u jugozapadnoj Aziji (sl. 303). Kad se obuhvate i morska prostranstva, onda taj pojas nije prekinut. Od ostalih važnih klimatskih područja taj se pojas ističe stalno visokom temperaturom, pa zima u našem smislu riječi i ne postoji. Zato su u tropima dnevne amplitude temperature veće od godišnjih amplituda, a temperatura »najhladnijeg« mjeseca važnija je od temperature najtoplijeg mjeseca, pa se i polarna granica tropske kišne klime poklapa sa 18 °C izotermom najhladnijeg mjeseca. Ta granica nije slučajno odabrana; ona se dobro poklapa s granicom rasprostranjenja nekih važnih biljaka (npr. palmi), koje ne podnose velike amplitude temperature, a zahtijevaju stalno topao zrak i veliku količinu kiše. Na geografsku raspodjelu krajeva s klimama *A* znatno utječu visoke planine i visoravni, bez obzira na to što je riječ o niskim geografskim širinama (istočna Afrika, Ande). U neposrednoj blizini ekvatora tropske kišne klime imaju područja otprilike do 1 000 m visine.

Tropske kišne klime obuhvaćaju mnogo veće površine od većine ostalih klimatskih razreda. Njima pripada 36,1% površine Zemlje (184,1 mil. km^2), odnosno 19,9% kopnenih (29,7 mil. km^2) i 42,7% (154,4 mil. km^2) oceanskih prostranstava svijeta. U »normalnim« okolnostima područja tropskih kišnih klima udaljuju se od ekvatora u centralnim i istočnim dijelovima kontinenata, odnosno njihovo se područje suzuje u zapadnim dijelovima kopna. Važna je činjenica da u istočnim dijelovima kontinenata klime *A* prelaze u umjereno tople kišne klime (klime *C*), a u zapadnim i centralnim dijelovima kontinenata klime *A* prelaze neposredno u klime *B* (suhe klime). Ovdje je dominantan stalan nedostatak vlage, a ne temperatura najhladnijeg mjeseca. Takva asimetrična raspodjela klima *A* i njihov prijelaz u bitno drukčija klimatska područja posljedica su lokacije i utjecaja suptropskih anticiklona. Osim stalno visoke temperature karakteristika je tih područja obilje kiše. Kiša pada ili u kratkotrajnim jakim pljuskovima iz oblaka s jakim vertikalnim razvojem, ili pak pada duže vremena u vezi s prolazom raznih poremećaja.

Suprotno temperaturi kiša znatno varira i u tijeku godine isto kao i prostorno. U tropima postoje dva osnovna režima kiše, pa se prema tome klime *A* dijele u 3, odnosno u 4 klimatska podtipa, koji u biti pripadaju dvama tipovima *Af* i *Aw* (sl. 303.). Za



Sl. 303. Geografska raspodjela krajeva s tropskim kišnim klimama (klime A)



Sl. 304. Položaj hladne fronte 17.–22. VIII. 1957. god. (svakog dana u 12 : 00 UTC) u Južnoj Americi u vezi s prodorom hladnog zraka s juga (V. A. Myers, 1964.)

klimatski tip *Af* karakteristično je obilje kiše cijele godine; ne postoji suho razdoblje, a često ne postoje izraziti maksimumi i minimumi kiše. Izvan područja s klimom *Af* postoji izraziti sezonski hod padalina, odnosno kiše su koncentrirane u jednom dijelu godine, pa postoje vlažni i relativno suhi periodi (*Aw*). Kiše su u tijesnoj genetskoj vezi s lokacijom intertropske fronte, odnosno s visinom sunca, pa se govori o tzv. zenitnim kišama.

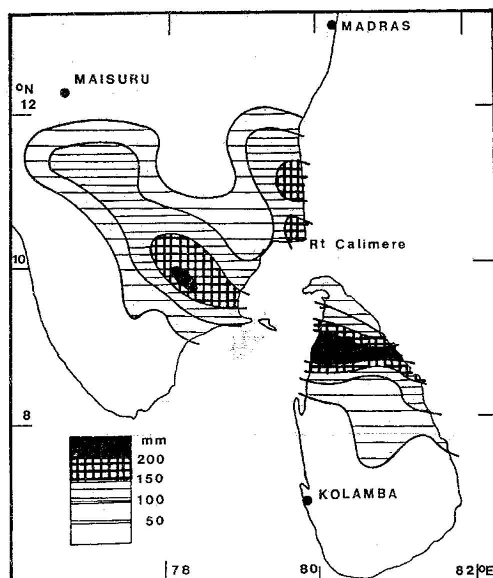
Potrebno je znati da vrlo hladni zrak iz viših geografskih širina zna pokatkad prodrijeti sve do ekvatora, pa i dalje preko njega na drugu hemisferu. Jedan takav primjer prikazan je na sl. 304. Zimi se pojas zonalnih zapadnih vjetrova proširuje, njegova se ekvatorska granica spušta na sjever, a osim toga ti su vjetrovi intenzivniji zimi nego ljeti, pa je to samo po sebi potencijalna mogućnost za jake hladne prodore s juga. Hladna fronta je 17. VIII. došla do južnog Brazila prešavši prije toga preko Argentine, Urugvaja i Paragvaja. Daljnji prodor hladnog zraka nešto je kompliciraniji. Na istoku se nailazi na Brazilsko visočje, planinsku barijeru koja usporuje prodor hladnog zraka, ali je još važnija činjenica da sjeveroistočni Brazil duboko prodire u polje visoka tlaka na zapadnoj periferiji južnoatlantskog maksimuma. Pod zajedničkim djelovanjem tih dvaju faktora hladni zrak s juga zaustavlja se u tom dijelu Brazila, a prodire dalje na sjever između Brazilskog visočja i Anda. U sljedećih pet dana hladna je fronta prešla preko Amazonije, došla je čak do Gvajanskoga gorja, gdje se sukobila s vlažnim ekvatorskim zrakom koji je strujao s Atlantika (pasat). Na cijelom je putu hladna fronta bila praćena kišom, ali se njezina količina naglo povećala u Gvajanskom gorju. Hladna fronta takva postanka prelazi ekvator i prodire čak u Venezuelu sve otprilike do 5° N. (U srpnju 1955. jedan takav hladan val toliko je snizio temperaturu da je u gradu Cuiabá, na 15°36′ S, temperatura jednog dana pala na 0 °C!)

Krajevi s tropskim kišnim klimama nerijetko stradavaju od tropskih ciklona. Na sreću, malen broj tropskih ciklona prijeđe s mora na kopno. Budući da oni uglavnom donose izuzetno velike količine kiše, neobično je važno predvidjeti putanje tropskih ciklona nad kopnom. Svu pravilnost u raspodjeli padalina koje donose tropski cikloni najbolje ćemo ilustrirati primjerom. Sl. 305. prikazuje raspodjelu kiše koju je donio ciklon »Rameswaram« krajem prosinca 1964. On je opustošio sjeverni dio Šri Lanke (Cejlon) i južni dio indijske države Madras, a ubraja se u najrazornije tropske ciklone koji su zabilježeni u Indijskom oceanu. Prouzročio je nezapamćene poplave na Šri Lanki, pri čemu je poginulo više od 1 000 osoba. 16. XII., na krajnjem jugu Bengalskog zaljeva na samo 4,5° N i na 93° E u jednom je istočnom valu nastala slaba dolina koja je više dana stacionirala. Noću, 19. XII. valni je poremećaj brzo prešao u tropsku depresiju, a ona u tropsku oluju. Brzina vjetra neprestano je rasla, pa je brzo nastao i tropski ciklon, čiji se centar gibao prema WNW-u. Daljnja manja promjena smjera kretanja bila je pod utjecajem kopna; ali, čim je ciklon došao na kopno, naglo je oslabio. U gradu Vavuniya na sjeveru Šri Lanke maksimalna brzina vjetra iznosila je 175 čvorova. Kao i što je uobičajeno, pale su silne kiše; 23. XII. u Vavuniyi palo je 250 mm kiše, a u Madurai, u Indiji, sljedećeg je dana palo 230 mm kiše, pa su neke rijeke narasle i za 10 m. Na slici je prikazana raspodjela kiše 21.–25. XII. Jasno se vidi da se pojas s najviše kiše nalazi uz putanju toga tropskog ciklona. Sekundarno područje jake kiše nalazi se na indijskoj obali sjeverno od rta Calimere. Zanimljivo je da je količina kiše naglo opadala prema jugu, a ne tako naglo prema sjeveru. Na prikazanoj se karti ne može otkriti prostorna varijabilnost kiše koju je donio taj poremećaj. Tako je u gradu Madurai palo 250 mm, a na njegovu aerodromu, 12 km daleko od grada, »samo« 120 mm, dakle jedva polovica. Sve to upućuje na još veću prostornu razliku u količini kiše nego što je prikazano na sl. 305. Dio toga treba pripisati orografskom efektu.

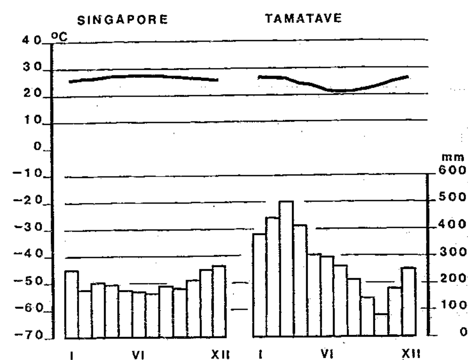
2.2.1.1. KLIMA Af, PRAŠUMSKA KLIMA

Prašumska klima postoji u krajevima sa stalno visokom temperaturom (srednja mjesečna temperatura nikada, ni u jednom mjesecu nije niža od 18 °C) i obiljem kiše (najsuši mjesec ima najmanje 60 mm kiše), pa ne postoji suhi period. To su optimalni uvjeti za razvoj prašume. Prašumska klima preteže

u krajevima između 5–10° N i S, ali na rubovima kontinenata izloženima vlažnim vjetrovima s oceana granica se pomiče čak do 25 °C. Prašumska klima obuhvaća područja u ekvatorskom pojasu niskog tlaka, krajeve u zoni intertropske konvergencije koje u periodu njezina krajnjeg položaja povremeno mogu zahvatiti pasati. Prašumska klima u Južnoj Americi (sl. 303.) obuhvaća krajeve u Amazoniji, dijelove atlantske obale Brazila oko Bahije i Santosa, pacifičku obalu Kolumbije i sjevernog Ekvadora, a u Africi centralni dio bazena Konga i dijelove obale Gvinejskog zaljeva. U Aziji je to područje razdvojeno: južna Šri Lanka, Malajski poluotok, Sumatra, veći dio Bornea, zapadni i srednji dio Jave, Celebes, Filipini, veći dio Nove Gvineje. Prašumsku klimu imaju i istočni Madagaskar, Mali Antili i karipska obala Srednje Amerike. Amazonija ima više kiše od bazena Konga, jer je porječje Amazone posve ravno, zračne mase s Atlantika prodiru sve do Anda usprkos postojanju Gvajanskoga gorja (a evapotranspiracijom neprestano se obnavlja vlaga u zraku na putu od Gvajanskoga gorja do Anda). Bazen Konga odrezan je od Atlantika relativno niskim visočjem, koje je ipak važna klimatska barijera (jer se pojas maksimalne količine kiše nalazi relativno nisko), pa je količina kiše u bazenu Konga manja nego u Amazoniji. Treba upozoriti na negativan utjecaj hladne vode koja teče s juga, tako da najveći dio zračnih masa s Atlantika prelazi na sjever preko



Sl. 305. Raspodjela kiše koju je donio tropski ciklon 21.–25. XII. 1964. god. južnom dijelu države Madras i Šri Lanki (N. S. B. Rao i S. Mazumdar, 1966.)



Sl. 306. Godišnji hod temperature i kiše u Singaporeu i Tamatave (Madagaskar), gradovima s Af, prašumskom klimom. (Da bi se omogućilo uspoređivanje, skala temperature i padalina u ovom i u svim sljedećim dijagramima u istom je mjerilu.)

sjeverne obale Gvinejskog zaljeva. Važan je i transport vodene pare s Indijskog oceana, a na tome je putu visoka istočna Afrika.

Budući da se najveći dio područja s prašumskom klimom nalazi između obratnica, u području neprekidno jake insolacije, temperatura je uvijek visoka (sl. 306.). Sunce je cijele godine visoko (iznad samog ekvatora visina Sunca mijenja se između 66,5° i 90°), duljine dana i noći malo se mijenjaju u tijeku godine, tj. ne postoji velika amplituda insolacije, a obilje vodene pare u zraku onemogućuje veći gubitak topline dugovalnom radijacijom u dijelu godine kad je sunce nešto niže. Zato se temperature u tijeku godine malo mijenjaju.

Godišnja je amplituda uglavnom manja od 3 °C (Sandakan na Borneu 1 °C, Iquitos u Amazoniji 2,4 °C, Tamatave na Madagaskaru 5,5 °C, Singapore na Malajskom poluotoku 1,5 °C). Na oceanskim otocima još je manja (Jaluit na otočju Marshall ima godišnju amplitudu samo 0,4 °C). Malena godišnja amplituda nije samo posljedica stalno visoka položaja Sunca; vrlo je važna činjenica da kiša najviše pada u periodu (ili eventualno periodima) najvišeg položaja Sunca, pa vrlo povećana naoblaka poništi utjecaj porasta insolacije, a znatan dio topline troši se za evaporaciju vode. Zato temperatura ne poraste u periodu najvišeg položaja Sunca. Čak suprotno tome, u periodima najvišeg položaja Sunca temperatura nešto padne, a u doba nižeg položaja Sunca, kad se smanji insolacija, temperatura ne padne, jer se smanji naoblaka, pa se poveća trajanje sijanja Sunca. Uzmimo npr. Singapore. U mjesecima kad je Sunce u zenitu temperatura iznosi 26,5 °C u ožujku i 27 °C u rujnu. Maksimum je, međutim, u lipnju, 27,6 °C, kad padne 171 mm kiše, a u ožujku padne 200 i u rujnu 179 mm kiše.

Dnevne amplitude temperature iznose uglavnom 5–13 °C, tj. nekoliko su puta veće od godišnjih amplituda. Važno je da i ekstremne temperature (apsolutne maksimalne i apsolutne minimalne temperature) nisu mnogo više ili niže od srednjih vrijednosti, pa su apsolutne maksimalne temperature niže u tropskim prašumskim krajevima nego u mjestima daleko od ekvatora. Usprkos tome, prašumska se klima teže podnosi od klima inače toplijih krajeva u višim geografskim širinama. Uzrok je tome vrlo visoka relativna vlaga u krajevima s prašumskom klimom (stalna sparina).

Noćno osvježenje mnogo više osjećaju domoroci nego bijelci, pa se u domorodačkim kućama eventualno griju prostorije ako noćna temperatura padne ispod 20 °C u »najhladnijim« mjesecima. Noćni je pad temperature postupan, a zbog visoke relativne vlage nastaje kondenzacija, pa su magla (u dolinama) i jaka rosa česte pojave. Dnevni je hod temperature vrlo pravilan, svakog dana skoro u isto vrijeme temperatura se povisi gotovo na istu razinu, a u isto doba noći spusti na istu razinu.

Prašumska klima obuhvaća pojas najvećih količina kiša na svijetu. Prosječna količina kiše iznosi 2 500 mm. Ta je količina veća nad oceanima nego nad kontinentima. Ako postoje kakve reljefne barijere, količina kiše može biti i nekoliko puta veća, pa se u području klime *Af* nalazi nekoliko lokaliteta s golemim količinama kiše (otok Kauai na Havajima čini se da je najkišovitiji lokalitet na svijetu s oko 11,5 m kiše; Debundja na podnožju Kamerunskoga gorja sa 10 m). Uvjeti za postanak kiše su optimalni: neprestano visoka temperatura zraka omogućuje da zrak sadrži veliku količinu vodene pare, a u vrlo povoljnim uvjetima konvergencije zračnih masa lako se poremeti njihova ravnoteža. I najmanje izdizanje dovoljno je da inicira jaku konvekciju i naoblaku s jakim vertikalnim razvojem. Naoblaka zapravo i nije vrlo velika; u prosjeku iznosi 6/10, a malokad postoji mogućnost potpuno vedrog neba (osim ujutro). Već iz same količine kiše moglo bi se zaključiti da naoblaka nije velika, a to je posljedica činjenice da je najveći dio oblaka konvekcijskog postanka. Takvi oblaci zaista rijetko prekrivaju cijelo nebo, kratkotrajni su, ali daju vrlo intenzivnu kišu. Dnevni je hod naoblake često vrlo pravilan. Maksimalna je naoblaka u podnevnim satima, a noći i jutra imaju često vedro nebo. Budući da je kiša dobrim dijelom konvekcijskog postanka, dnevni hod kiše podudara se s dnevnim hodom naoblake. Grmljavinski se pljuskovi često pojavljuju u poslijepodnevnim satima, a nije rijetko da i nekoliko jakih pljuskova padne u jednom poslijepodnevu. Najteži životni uvjeti su neposredno poslije takve kiše ako je Sunce još dovoljno visoko, tako nastaje gotovo nepodnošljiva sparina. Takav je tip vremena dominantan, i kad se misli na vrijeme u vlažnim tropima, misli se isključivo na takvo vrijeme. Znatne količine kiše donose i poremećaji na intertropskoj fronti, tropske depresije. Tada je kiša dugotrajnija, zahvaća veliko prostranstvo. Takve kiše pretežu u dijelu godine s većom količinom kiše. Tropski cikloni nisu poznati uz ekvator. Mogu se pojaviti jedino na obalama i otocima sjevernije (ili južnije) od 5°, i to na istočnim, vlažnijim obalama kontinenata.

Nepostojanje izrazito suhog perioda ne isključuje činjenicu da kiša nije posve jednoliko raspodijeljena u pojedinim mjesecima. Gotovo uvijek postoji manje ili više izražen 1 ili 2 maksimuma kiše i 1 ili 2 minimuma (koje ne bi trebalo zvati »suhim« periodom, jer to doista nisu). Teorijski bi trebala postojati simetrično položena 2 maksimuma (kad je sunce u zenitu) i 2 minimuma (solsticij), ali je taj slijed najčešće poremećen. U kišnom periodu povećava se i broj dana s kišom (kiša padne gotovo svakog dana) i dnevna količina kiše. Suprotno je u relativno manje vlažnom periodu kad se smanji broj kišnih dana, kao i dnevna količina kiše. Godišnji hod kiše može biti pod utjecajem drugih faktora, npr. monsuna i pasata.

Godišnja varijacija kiše veća je od amplitude temperature, ali su ipak i one relativno malene. Usprkos tome, one su izrazite zbog stalno visoke temperature, pa se može dogoditi da i ekvatorska agrarna proizvodnja strada od suše usprkos relativno velikoj količini kiše u tom mjesecu. To se događa prije svega zato što se u tim krajevima gaje razne kultivirane biljke koje trebaju veliku količinu vode.

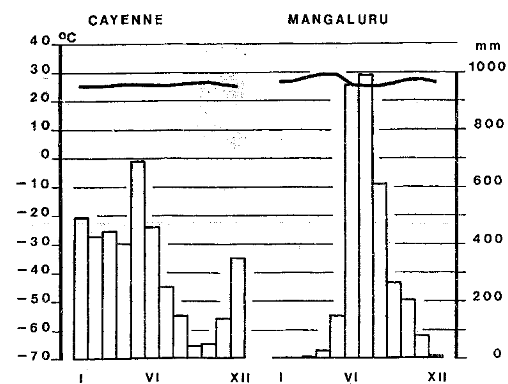
Karakteristika je prašumske klime slaba vjetrovitost (posljedica malenoga horizontalnoga gradijenta temperature). To je, osim visoke temperature i relativne vlage, uzrok životnih teškoća u tim krajevima. Kratkotrajni vjetrovi prate poremećaje i nepogode, a trajniji vjetrovi pušu jedino u »manje vlažnom periodu« kad pasat prodre do ekvatora. Fiziološki vrlo povoljno djeluje zmorac, pa su krajevi uz obalu mnogo povoljniji za život od krajeva dublje u unutrašnjosti kopna.

Područje klime *Af* područje je najbujnije šume na svijetu, tropske ili ekvatorske kišne šume (selva, prašuma, džungla). U njoj raste, gusto jedno do drugoga, drveće golemih dimenzija, isprepleteno lijanama i epifitima, a razlikuju se 2–3 kata vegetacije. Vegetacija je u višim slojevima tako bujna da do tla dopire vrlo malo insolacije, pa je najniži, prizemni dio tropske prašume relativno slabije obrastao i lakše je prohodan nego džungla. Budući da ne postoji ritam godišnjih doba, ekvatorska je prašuma

stalno zelena, tj. lišće opada cijele godine, ali se odmah nadoknadi novim, mladim lišćem. Uz obale rijeka, kojih u vlažnim tropima ima vrlo mnogo, te uz obale mora i na strmijim padinama, koje su povremeno iskrčili i eksploatirali domoroci za potrebe agrarne proizvodnje, i u krajevima s poroznim tlom postoje uvjeti za dublje prodiranje Sunčeve radijacije, pa se tako može razviti vrlo bujna vegetacija i u prizemnom sloju. Tada ekvatorsku prašumu nazivamo džunglom. Ona je vrlo teško prohodna, jer je isprepletena gustim grmljem, zračnim korijenjem, epifitima, lijanama. Kroz džunglu se može prolaziti samo pomoću specijalnog noža (machete), kojim se naporno krči put praktički na svakom koraku.

Postoje neki dijelovi svijeta u kojima raste prašuma, ali se u njima ipak pojavljuje kraće relativno suho razdoblje. W. Köppen je tu varijentu prašumske klime nazvao »prašumskom klimom usprkos suhom razdoblju«, a neki drugi klimatolozi upotrebljavaju zgodniji termin »tropska monsunska klima«, *Am*. Oznaka *m* upućivala bi na to da je riječ o prijelaznom obliku između prašumske i savanske klime. Ta granica nije oštra pa se na kartama najčešće ne ucrtava. Bitna je karakteristika klime *Am* izrazita sezonska raspodjela kiše; ona je koncentrirana u jednom dijelu godine kad padne golema količina kiše koja donekle služi kao rezerva u sušnom periodu, pa suša u vegetacijskom smislu riječi ne postoji usprkos izrazito manjoj količini kiše u tom »manje vlažnom periodu« (sl. 307.). Sezonski vjetrovi (koji nisu uvijek monsuni) uzrok su te izrazite sezonske raspodjele kiše. Suhi period uglavnom nije tako dugotrajan, a najčešće ni tako beskišan da se ne bi mogla održati ekvatorska prašuma.

Tropska monsunska klima je najrazvijenija (sl. 303.) u jugoistočnoj Aziji, jer je to klasično područje monsuna. Tu klimu ima Malabarska obala Indije,



Sl. 307. Godišnji hod padalina i temperature u Cayenne, Gijana i u Mangaluru, Indija; Am – tropska monsunska klima

delta Gangesa i Brahmaputre, obalno granično područje cijeloga ujedinjenog Vijetnama, veći dio Hainana, sjeverni Filipini, najjužniji dio Tajvana, zatim veći dio amazonije, NE J. Amerike i najistočniji dio Venezuele te dijelovi karipske obale Srednje Amerike. Klimu *Am* ima i pojas uz obalu zapadne Afrike (Gvinejska obala) i ušće Nigera.

Temperaturne razlike između najtoplijeg i »najhladnijeg« mjeseca (sl. 307.) u nekim su postajama nešto veće nego u područjima s prašumskom klimom. Godišnja amplituda u krajevima nešto dalje od ekvatora iznosi najčešće 6–7 °C, a smanjuje se na 1,5–3,5 °C bliže ekvatoru, odnosno obali mora. Maksimalna je temperatura većinom u mjesecima s minimalnom naoblakom, odnosno neposredno prije nastupa kišnog perioda, iako se Sunce u to doba tek približava zenitu. Često se jasno ističe dvostruki maksimum i minimum temperature. (To se vidi na grafu temperature u *Mangaluru*.) Temperatura postupno raste u prvih pet mjeseci godine. S nastupom monsuna, odnosno s jakim prodorom naoblake, smanji se insolacija, pa i temperatura padne usprkos visokom položaju Sunca. Vrlo je važan i utrošak topline za evaporaciju vode. Temperatura opet nešto malo poraste poslije prestanka monsuna kad se smanji naoblaka i potrošnja topline za evaporaciju.

Period s jakim kišama na sjevernoj hemisferi traje uglavnom od svibnja do listopada, a period s manje kiše najčešće 2–4 mjeseca. U glavnom kišnom periodu tlo se dovoljno navlaži da se može održati prašuma, koja je ipak nešto rjeđa (a stabla su nešto niža) od tipične ekvatorske prašume u krajevima s klimom *Af*.

2.2.1.2. KLIMA Aw, SAVANSKA KLIMA.

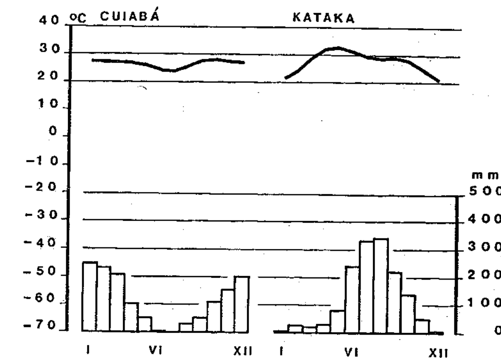
Krajevi sa savanskom klimom imaju manje kiše od krajeva s prašumskom, klimom *Af*. Godišnji je hod kiše neujednačen, pa postoji izrazito vlažno, kišovito i izrazito suho razdoblje. Nedostatak kiše u suhom, a još relativno toplom razdoblju ne može se nadoknaditi kišom u kišnom periodu. To se direktno odražava na vegetaciji. Gusta ekvatorska prašuma potpuno nestaje, a umjesto nje se u područjima sa savanskom klimom nalazi savana s lugovima ili (rjeđe) pojedinim razbacanim stablima. Karakteristične su za savanu visoke trave, ali se pod savanom ne smiju misliti samo prostrani travnjaci; gotovo uvijek više ili manje ima drveća.

Tipična savanska klima pojavljuje se u krajevima od 5–10° do 15–20° (do 27° na Floridi) N i S, u krajevima na prijelazu između ekvatorskog pojasa tišina i suptropskih maksimuma, odnosno anticiklona, a pod dominantnim su utjecajem pasata. Migracijom pojasa tlaka i vjetrova paralelno s prividnim kretanjem Sunca u tijeku godine, područja sa savanskom klimom u periodu visokog Sunca (ljeti dotične hemisfere) dolaze pod utjecaj intertropske konvergencije, odnosno vlažnih ekvatorskih zračnih masa, dok se u zimskom periodu nalaze pod jačim utjecajem pasata. Posljedica je kišovito ljeto i suha zima, koji nejednako traju, tj. s porastom geografske širine skraćuje se trajanje kišnog perioda, a trajanje sušnog perioda se produžuje. Te su razlike najveće u zapadnim dijelovima kontinenata, a smanjuju se u njihovim istočnim dijelovima.

Savansku klimu imaju prostrana područja (sl. 303.) centralnog Brazila, Bolivije, Paragvaja (ti se savanski prostori nazivaju camposima), Venezuele, Kolumbije i Ekvadora (tu se zovu llanosima), zatim pacifička obala Srednje Amerike, poluotok Yucatán, južna Florida, Kuba i Haiti. Isto tako, savansku klimu imaju golema prostranstva zapadne i srednje Afrike te najveći dio istočne Afrike, čak i u neposrednoj blizini ekvatora, što je posljedica postojanja visokog reljefa, odnosno niže temperature. Mnogo su manji prostori sa savanskom klimom u sjevernoj Australiji, na Indijskom poluotoku, u Indokini i na Madagaskaru. Azijska bi se područja mogla nazivati monsunskim savanom, jer je kišni period posljedica provale ljetnog monsuna, pa je u tome razlika u odnosu prema ostalim savanskim krajevima. Savansku klimu ima 15,7 mil. km² kopna i 51,1 mil. km² morskih površina, što zajedno iznosi 66,8 mil. km² ili 18,1% površine Zemlje.

Godišnje amplitude temperature (sl. 308.) veće su (5–10 °C) nego u klimi *Af* (Cuiabá 4,5 °C, Kataka 11,9 °C, Calcutta ili Kalikata 10,8 °C), ali su temperature ipak još neprestano visoke, jer su savanska područja pretežno u krajevima između obratnica, tj. Sunce je i zimi relativno visoko, a neznatno je skraćenje dana u zimskoj polovici godine. Veće amplitude temperature uglavnom su zato što su ljeta toplija nego u *Af* klimi. Najtopliji mjesec – odnosno nekoliko mjeseci – nije u momentu najvišeg položaja Sunca, nego je nešto prije toga, tj. najtopliji mjesec je mjesec neposredno prije nastupa ljetnih kiša, kad zbog povećane naoblake i trošenja topline za evaporaciju temperatura počne padati. Tako su na sjevernoj hemisferi ožujak, travanj, a često i svibanj, topliji od lipnja, srpnja i kolovoza. U nekim savanskim krajevima, na temelju godišnjega hoda temperature, razlikuju se tri razdoblja:

a) svježije suho razdoblje u doba niskog položaja Sunca (zima dotične hemisfere). Dnevne su temperature visoke (27–32 °C ili više stupnjeva), ali je zrak suh, pa se tolike temperature lako podnose. Zbog nedostatka vodene pare u zraku znatan dio terestričke radijacije noću se gubi, pa su noći vrlo



Sl. 308. Godišnji hod temperature i padalina u gradu Cuiabá (Brazil) i Kataka (Indija, nedaleko od obale Bengalskog zaljeva); primjer Aw – savanske klime

ugodne, relativno svježe. Zimi nisu rijetki hladni valovi kao posljedica advekcije hladnog zraka iz viših geografskih širina.

b) Vruće suho razdoblje uglavnom počinje u doba proljetnog ekvinokcija i traje do početka ljetnih mjeseci, odnosno do ljetnih kiša. Povećanje intenziteta i trajanja insolacije neposredno se očituje u naglom porastu temperature (dnevni maksimumi do 32–38 °C). Budući da kiše još nema, sva vegetacija požuti, a požari nanose velike štete i stalna su opasnost domorodačkom stanovništvu koje se teško bori protiv njih.

c) Vruće vlažno razdoblje počinje s ljetnim kišama. Hod temperature približava se hodu temperature u krajevima s klimom *Af*, tj. dnevna se amplituda smanjuje, a stalno visoka vlaga i temperatura čine da je to za čovjeka najnepovoljnije doba godine.

Budući da je savanska klima najčešće prijelazna klima između stalno vlažne ekvatorske zone i područja sa suhim klimama, količina kiše u savanama prilično je različita (najčešće 1 000 – 1 500 mm) u njezinu ekvatorskom i polarnom graničnom području. Osnovni biljeg savanskoj klimi daje godišnji hod kiše, a ne toliko njezina količina. Važna je smjena vrlo kišovitih godina (s jakim poplavama) sa sušnim godinama.

Prirodna vegetacija područja sa savanskom klimom u biti je prijelazna isto kao što je prijelazni tip sama savanska klima. Postoje svi prijelazi – ali vrlo postupni – od tropske prašume u posve suhu savanu paralelno s opadanjem količine kiše, odnosno s trajanjem suhog perioda. Dominira trava, koja može biti visoka i po nekoliko metara (najviše 3–5 m, ali uglavnom samo do 2 m). Isključivo travne savane su rijetke, najčešće u njima još ima drveća relativno niskih stabala, ali širokih krošanja, i grmova. Zato

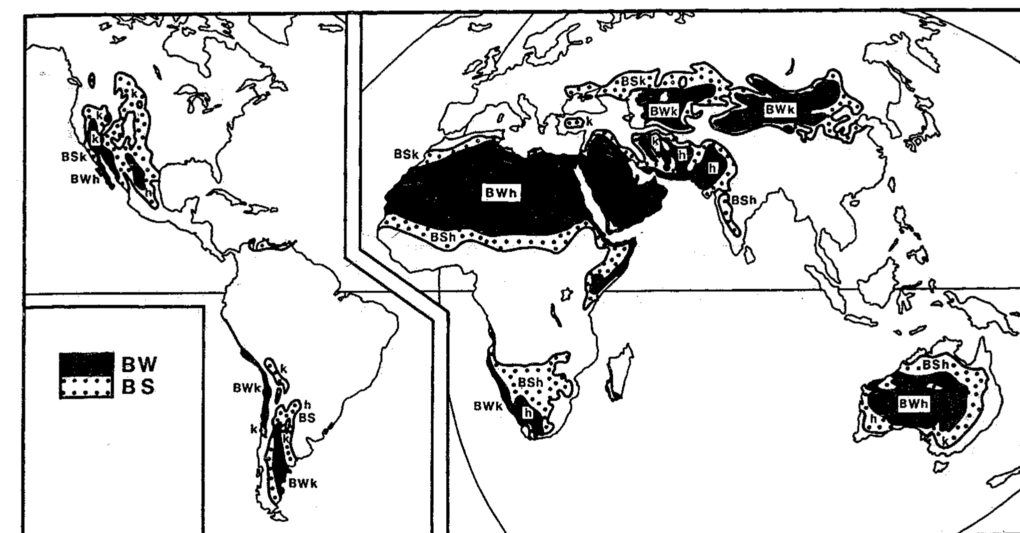
prava savana ima parkovski izgled, ili mjestimice prelazi u šumu. Najvlažniji krajevi sa savanskom klimom imaju svijetlu listopadnu tropsku šumu (prašumu), izmiješanu s travama, a s grmovima i šikarom u najnižem prizemnom dijelu. Drveće nije tako visoko i gusto kao u krajevima sa *Af* klimom, pa se kroz savansku šumu mnogo lakše prolazi nego kroz prašumu, a da ne govorimo o džungli. S udaljavanjem od ekvatora, tj. s opadanjem količine kiše, sve više preteže trava. Prema izgledu i relativnom udjelu drveća, te visini i gustoći trava, postoji više vrsta savana. a) U savani s visokom travom i niskim drvećem (vlažna šumska savana) drveće je najčešće u manjim skupinama (lugovima), ali je relativno gusto jedno do drugoga. b) U krajevima s još manje kiše preteže savana s akacijom i travama, ali su one već nešto niže (suha šumska savana). Stabla akacije najčešće su osamljena i porazbacana, rijetko su u skupinama i niža su nego u prethodnom slučaju. c) U najsušem rubu prelazi se u savanu s akacijom i pustinjskim travama. Ona se sastoji od niske, zakržljale trnovite akacije i niske, tvrde i suhe trave, koje su adaptirane na dug suhi period. Zato se taj tip savana naziva trnovitom savanom. Znatna odstupanja postoje uz vodene tokove, gdje su razvijene relativno guste galerijske šume ili čak i mangrove.

Na karti Köppenovih klimatskih tipova u redakciji R. Geigera iz 1961. god. u jednom dijelu atlantskog Brazila izdvojeno je relativno manje područje oko grada Recife u poseban podtip, *As*. Srednja temperatura svih mjeseci > 18 °C, ali je količina kiše u tijeku godine nejednako raspodijeljena, pa se izdvaja više mjeseci dug suhi ljetni period, a u »zimskim« mjesecima padaju obilne kiše. Ljetna suša posljedica je već opisanog pomicanja i jačanja kvazistacionarnih anticiklona iz južnoatlantskog maksimuma. Tako u tom području, usprkos velikoj srednjoj godišnjoj količini kiše (Recife 1 610 mm), postoji nekoliko suhih mjeseci. Stoga bi klima *As* bila zapravo varijanta klime *Aw*.

2.2.2. KLIME B, SUHE KLIME

U krajevima sa suhom klimom postoji – cijele godine, ili pak u većem dijelu godine – stalni nedostatak vode, jer je količina vode koja ispari veća od količine padalina. U takvim uvjetima ne može postojati voda temeljnica, ni stalni vodeni tokovi. (Mogući su samo alogeni tokovi, npr. Nil, Colorado, Ind, Amu-Dar'ja, Syr-Dar'ja itd.) Taj odnos može varirati, pa postoje razni stupnjevi aridnosti klime. Veličina evaporacije ovisi o više faktora, o temperaturi, relativnoj vlazi, odnosno parcijalnom tlaku vodene pare, brzini strujanja zraka i tlaku zraka. Najvažniji klimatski elementi su temperatura i padaline, pa je granica suhih klima određena relacijom temperature i padalina, tj. granica suhih klima ne može se odrediti samo godišnjom količinom padalina. Odnos je neposredan: što je viša temperatura, potrebna je veća količina padalina da klima ne bi bila suha. Vrlo je važna sezonska raspodjela padalina. Ako su padaline koncentrirane u zimskom dijelu godine, ili su podjednako raspodijeljene kroz cijelu godinu, manje ih je potrebno da bi njihov utjecaj bio pozitivan nego kad su koncentrirane u toplom dijelu godine (sl. 300.). Drugim riječima, mjesto *A* koje najveći dio padalina prima ljeti imat će aridniju klimu od mjesta *B* koje istu količinu padalina primi zimi. Zato jedno mjesto može biti aridnije od drugoga usprkos činjenici da ima više padalina od njega. Da bi se odredio stupanj aridnosti neke klime, nije dovoljno znati samo godišnju količinu padalina. Isto je tako važna i temperatura, a osobito je važan godišnji hod padalina. Iako su granice aridnih i humidnih klima u prosjeku točno određene, postoji više faktora koji utječu na stalno pomicanje granice suhih klima (tako je i sa svim ostalim granicama raznih klimatskih tipova), a to je »skakanje« granica veće – i ekonomski važnije – nego kod svih drugih klimatskih razreda i tipova. Ti su faktori: velika varijacija padalina, lokalne razlike u izloženosti suhom pustinjskom vjetru, lokacije suptropskih anticiklona, tijek hladnih morskih struja, intenzitet ciklonske aktivnosti, orografski utjecaji, prirodni biljni pokrov.

Suhe klime obuhvaćaju golema prostranstva na obje hemisfere; 39,1 mil. km^2 kopna (tj. više od 1/4 površine kontinenata!) i 15,1 mil. km^2 vodenih površina, odnosno ukupno 54,2 mil. km^2 Zemljine površine nalazi se pod utjecajem aridnih klima (sl. 309.). Najveće područje sa suhim klimama na kopnu nalazi se u Starom svijetu, a počinje u zapadnoj Africi, pruža se preko Sahare, Libijske i Arapske pustinje, preko obalnog pojasa Etiopije i Somalije, Arabije, Iraka, Irana i Pakistana sve do sjeverozapadne Indije. Elburs i gorje u sjeveroistočnom Iranu odvajaju taj suhi prostor od nešto manjega aridnog područja na sjeveru i sjeveroistoku od njega, a koji počinje na Dnjestru, preko donje Volge nastavlja se istočno od Kaspijskog jezera, obuhvaća Tarimsku zavalu, pustinju Gobi i sjevernu Kinu. Aridnu klimu ima i velik dio SAD-a, dio prerijske Kanade, najveći dio Meksika, sjeverna Venezuela te manja područja u Španjolskoj i u unutrašnjosti Male Azije. Mnogo su manji aridni krajevi na južnoj hemisferi. Aridnu



Sl. 309. Geografska raspodjela krajeva sa suhim klimama; BW – pustinjske i BS – stepske klime

klimu ima 3/4 Australije, jugozapadni Madagaskar, najveći dio jugozapadne Afrike (Kalahari, Namib) i relativno malen dio Južne Amerike.

Takva geografska raspodjela aridnih područja posljedica je:

a) djelovanja, odnosno lokacije suptropskih anticiklona,

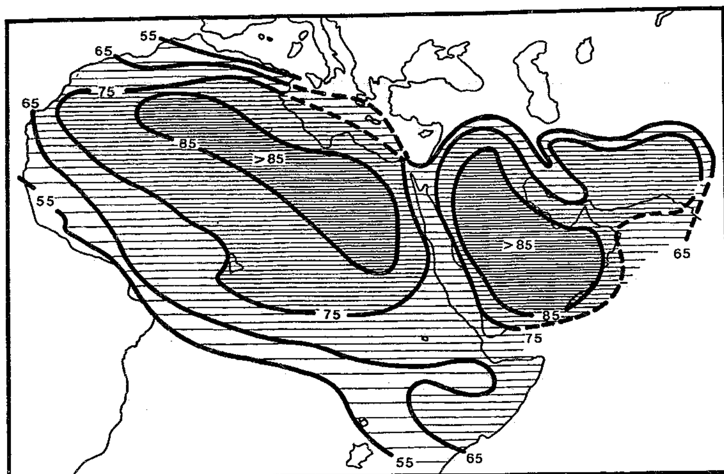
b) modifikatorskih utjecaja hladnih morskih struja, kao što su Humboldtova struja uz pacifičku obalu Južne Amerike, Kalifornijska struja uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike, Bengvelska struja uz obalu jugozapadne Afrike (Namib), Kanarska struja uz atlantsku obalu Sahare, Zapadnoaustralska struja uz obalu Australije.

c) Na stupanj aridnosti bitno utječe i udaljenost od morske obale, jer se količina padalina smanjuje s udaljavanjem od obale. Taj je faktor bitan za postanak aridnog pojasa od Dnjestra do Kine.

d) Postanak nekih aridnih krajeva vezan je za njihov položaj u zavjetrini velikih i visokih planinskih barijera. Takvog su postanka aridni krajevi istočno od Anda (Patagonija) i dobrim dijelom aridna područja u zavjetrini planina uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike (Coast Ranges, Sierra Nevada, Kaskadsko gorje) i Stijenjaka.

Sve te utjecaje nije uvijek moguće oštro lučiti, jer pokatkad u jednom dijelu nekoga aridnoga kraja mogu djelovati dva faktora. Uzmimo kao primjer aridni dio uz pacifičku obalu Sjeverne Amerike. Ona je aridna zbog djelovanja anticiklona iz sjevernopacifičkog maksimuma, a tome pridonosi i hladna morska struja. Slični primjeri postoje i u drugim dijelovima svijeta, ali nije potrebno navoditi svaki slučaj posebno.

Bitna je karakteristika suhih klima nedostatak padalina. S tim je direktno povezano i nekoliko drugih karakteristika, kao što su velika varijabilnost padalina, niska relativna vlaga (12–30% u podne), jaka vjetrovitost i insolacija. Kao i kod svih drugih klima, i ovdje postoje znatne regionalne razlike, tj. postoje velike razlike u stupnju aridnosti. Granična područja suhih klima s ostalim tipovima klima relativno su humidnija; to su semiaridna područja, čije se klime nazivaju stepskim klimama. Središnji dijelovi aridnih područja znatno su suši od perifernih zona; to su aridna područja, a njihove se klime nazivaju pustinjskim klimama. Postoji pravilo da varijabilnost padalina raste s opadanjem godišnje količine padalina, tj. pustinje nemaju samo manje padalina od stepa, nego je i ta malena količina padalina vrlo nepouzdana. U središtima pustinja prođe po nekoliko mjeseci bez kiše, a u ekstremnim slučajevima i po koja godina. W. Weischet (1966.) navodi da je u Canchonesu, u zaleđu Iquiquea (Čile), u 8 godina kiša pala samo 4 puta, a ukupno je palo 4 mm. U naselju Colonia Pintados, također u unutrašnjosti od Iquiquea, u 13 je godina palo ukupno samo 3 mm kiše! Iako su to ekstremni primjeri, ipak su aridna područja nepovoljna za poljoprivrednu proizvodnju, jer za eventualno povoljnom godinom uvijek dolazi nekoliko suhih godina, pa su napori u tom smislu (ako riječ nije o natapanju) uglavnom uza-



Sl. 310. Stvarno trajanje insolacije (%) u sjevernoj Africi i jugozapadnoj Aziji (G. R. Rumney, 1968.)

ludni. Aridna područja prirodno su predestinirana za stočarstvo.

Aridna područja karakterizira slaba naoblaka. Nebo je u većem dijelu godine vedro ili malo oblačno, pa je insolacija jaka i dugotrajna; otuda i visoke dnevne temperature. Stvarno trajanje insolacije u najvećem pustinjskom prostoru na svijetu prikazano je na sl. 310. Godišnji je postotak stvarnog sijanja sunca vrlo velik, a od lipnja do rujna iznosi čak do 90–95%. To znači da ljeti postoje praktički neprekidne vedrine s visokom temperaturom. Ta zona slabe naoblake prekinuta je uskim pojasom s nešto više naoblake u području Crvenog mora, pa je i trajanje insolacije smanjeno. Nešto manje osjeća se smanjenje trajanja insolacije u Perzijskom zaljevu, ali tu treba dodati i utjecaj gorja Zagros na povećanje naoblake. Trajanje insolacije, tj. intenzitet vedrine, smanjuje se nad Sredozemnim morem i gorjem Atlas te uz obalu Atlantskog oceana. U hladnom dijelu godine preko tih krajeva prolaze ciklone sa svojim sistemima oblaka, koji jako smanjuju trajanje insolacije. Nad sjevernim dijelom Indijskog oceana i u Pakistanu te nad južnom periferijom Sahare ljetna se naoblaka povećava u vezi s prodorom intertropske fronte na sjever, pa to utječe na smanjenje trajanja insolacije.

Vedro nebo noću i koncentracija vodene pare u tankom sloju u donjoj atmosferi (apsolutna je vlaga često vrlo velika, ali je relativna vlaga, zbog visoke temperature, malena; osim toga, naglim noćnim zahlađenjem znatan dio vodene pare kondenzira se u rosu, pa noćna atmosfera ima malo vodene pare) omogućuju velik gubitak dugovalne radijacije s podloge, pa su noćne temperature relativno niske. Velike dnevne amplitude temperature bitna su karakteristika suhih klima, a u mnogim su krajevima veće od godišnjih amplituda. Budući da suhe klime obuhvaćaju područja čija je geografska širina vrlo različita, a kako je visina sunca glavni faktor koji utječe na dnevnu temperaturu, u najvećem dijelu područja sa suhim klimama jasno se opažaju sezonske promjene temperature, tj. postoji izrazita smjena godišnjih doba. Na toj osnovi, na osnovi znatnih sezonskih varijacija temperature, dalje se dijeli stepska i pustinjska klima. Pustinja može biti:

a) vruća, ako je srednja godišnja temperatura viša od 18 °C i

b) hladna, ako je srednja godišnja temperatura niža od 18 °C. U tom smislu postoji:

a) vruća pustinjska klima, BWh, i

b) hladna pustinjska klima, BWk.

Prema istom kriteriju, stepska klima može biti:

a) vruća, ako je srednja godišnja temperatura > 18 °C i

b) hladna, ako je srednja godišnja temperatura < 18 °C.

U tom smislu postoje:

a) vruća stepska klima, BSh, i

b) hladna stepska klima, BSk.

Klimatske karakteristike vrućih pustinja i vrućih stepa znatno su modificirane uz obale uz koje teku hladne morske struje. To posebno vrijedi za obalu Perua i sjevernog Čilea (4 – 31° S) i obalu jugozapadne Afrike (8 – 32° S), a nešto manje za obalu Sahare od Casablanke do Senegala te za obalu Somalije i sjeverozapadnog Meksika. Hladna voda dolazi iz viših geografskih širina ili izvire iz veće dubine mora, jer vjetar puše pretežno s kopna na more. Pojasi obale uz te struje prosječno su za 5 °C hladniji nego što to odgovara njihovoj geografskoj širini. Tako Callao ima srednju godišnju temperaturu 19,4 °C, a Bahia na istoj širini na suprotnoj obali Južne Amerike, u Brazilu, 25 °C. Slično je i u Africi. Karakteristika je tih krajeva da su srednje godišnje temperature niže nego što bi »trebale« biti. Ljeta su svježija, a zime toplije nego na odgovarajućim geografskim širinama također sa suhom klimom. Dnevne i godišnje amplitude manje su od onih u odgovarajućim krajevima bez utjecaja hladne struje. To su izrazite karakteristike maritimnosti klime. Nedostatak je tih obala vrlo malena količina padalina (utjecaj suptropskih anticiklona i stabilizirajućeg djelovanja hladne vode), ali je relativna vlaga velika, pa su česte advekcije magle (hlađenje toplijeg maritimnog zraka iznad obalne hladne vode), koje ne prodiru duboko u kopno, jer nad toplijim kopnom kapljice magle brzo evaporiraju. (Swakopmund na obali Namibije ima 150 dana s maglom.) Magla često prelazi u stratus na donjoj granici inverzije spuštanja, pa može nastati kvazipermanentna visoka magla. Tako Iquique u Čileu ima godišnje samo 68 vedrih ili malo oblačnih dana, a 103 dana su posve oblačna. Nedaleki Refresco, koji se nalazi u istoj pustinji, ali ne na obali, nego u unutrašnjosti, ima godišnje 310 vedrih dana, a najveća je naoblaka 2/10.

Velike temperaturne razlike između kopna i mora pogoduju razvoju jakog zmorca koji nerijetko prilično duboko prodire u unutrašnjost. Budući da magla daje bitno obilježje klimi tih krajeva, W. Köppen je te suhe krajeve izdvojio u poseban klimatski podtip dodavanjem malog slova *n*, pa tako postoje klime *BWn* i *BSn*. Klimu *BWn* ima obala Perua i Čilea, jugozapadna Afrika, Kalifornijski poluotok i obala Somalije, a klimu *BSn* obala sjeverozapadne Afrike.

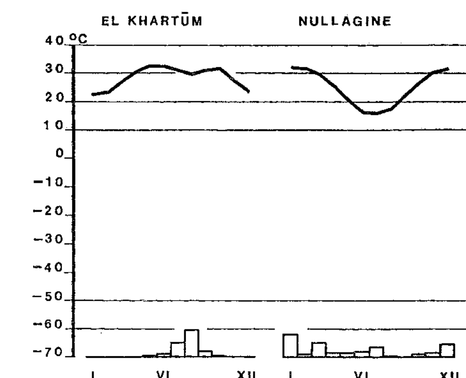
Malena količina padalina i visoke temperature u krajevima sa suhim klimama onemogućuju bujniji razvoj vegetacije. Usprkos velikim razlikama u vegetacijskom pokrovu, za krajeve sa suhim klimama karakteristične su travne zajednice, pa je stočarstvo vrlo važna grana ekonomije, a agrarna je proizvodnja mnogo nesigurnija. Najslabija je vegetacija u pustinjama, a teškoća je u tome što trava, ako je ima, nerijetko ne može služiti kao hrana domaćim životinjama. Općenito je rašireno pogrešno mišljenje da su pustinje posve gole, bez života. Na takve pustinje – neovisno o tome je li riječ o pješčanima ili kamenitima – otpada *manji* dio krajeva s pustinjskim klimama (Libijska pustinja, najaridniji dijelovi južne Arabije, Sonora, Mojave, Atacama, Namib itd.). Veći dio pustinja ima nekakav biljni pokrov, ali je trava slabe kvalitete, a raste u izoliranim busenima međusobno odijeljenima pijeskom ili pustinjskim tlom. Biljni je pokrov prilagođen dugotrajnim sušama (npr. kaktusi).

U hladnim stepama trava je dominantan element, ili kao kontinuiran pokrov ili raste u odvojenim busenima. Stepe imaju stoga veliku ekonomsku važnost. Mjestimično ima trnovitoga grmlja. Milijuni hektara hladnih stepa preorani su i iskorištavaju se za proizvodnju žita. Usprkos tome žetva je uvijek i svagdje nesigurna. Trava u vrućim stepama ekonomski je važnija od trave u savanama, ali zaostaje po kvaliteti za travom u hladnoj stepi. Najvažnija je kao hrana u kišnom periodu kad naglo zazeleni, pa je sočna.

Krajevi sa suhim klimama poznati su po vjetrovitosti, jer ne postoji takav biljni pokrov (šuma) koji bi znatnije usporio brzinu vjetra. Nedostatak biljnog pokrova odražava se i u drugom smjeru; prejako zagrijavanje danju pogoduje stvaranju jakih konvekcijskih struja koje pojačavaju horizontalno gibanje zraka. Vjetar je klimatski element čija se prisutnost u suhim krajevima uvijek osjeća. Zrak je nerijetko pun prašine, a zrnca pijeska, koje nosi nešto jači vjetar, glavno su sredstvo eolske erozije. Osobito je negativno djelovanje suhog i vrućeg vjetra koji ljeti puše iz pustinje.

2.2.2.1. PUSTINJSKE KLIME, KLIME BW.

2.2.2.1.1. VRUĆA PUSTINJSKA KLIMA, KLIMA BWh ILI SAHARSKA KLIMA. Područja s tim klimama pod utjecajem su suptropskih anticiklona, stoga su to pustinje u pravom smislu riječi. Usprkos silnoj vrućini u podne, ne mogu nastati jači konvekcijski pljuskovi, jer u većim visinama postoji silazno strujanje i inverzija spuštanja. Intenzivnim zagrijavanjem ljeti nad pustinjama se razvija termički uvjetovano polje niskog tlaka s eventualnim ciklonskim strujanjem, ali je ono ograničeno samo na

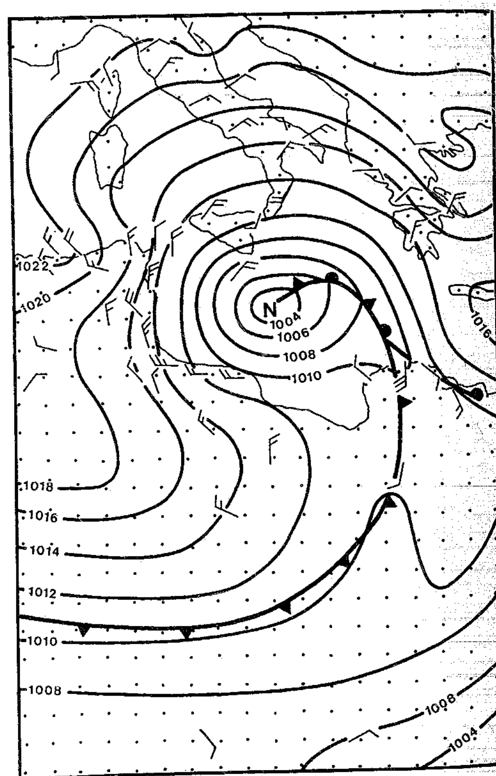


Sl. 311. Godišnji hod temperature i kiše u El Khartūmu (Sudan) i u Nullagineu (Australija); BWh – vruća pustinjska klima

niži dio troposfere, a u višim dijelovima i dalje postoji anticiklonska cirkulacija, odnosno supsidencija, koja onemogućuje jače izdizanje većih masa zraka. Područja s klimom *BWh* preblizu su ekvatoru da bi ih češće zahvatile ciklone s polarne fronte, a predaleko su od ekvatora da bi ih ljeti zahvatile tropske depresije na ekvatorskoj fronti. Takvi uvjeti postoje u čitavoj saharskoj Africi (Sahara, Libijska pustinja, Arapska pustinja, obala Somalije), gotovo na cijelom Arabijskom poluotoku, u najvećem dijelu pustinjskog Irana, Pakistana, sjeverozapadne Indije, u Australiji, u pustinjskoj unutrašnjosti jugozapadne Afrike, u Meksiku i SAD-u (Sonora) te uz obalu Kalifornijskog zaljeva (ovamo pripada i poznata Dolina smrti).

U najvećem dijelu Sahare ne padne više od 125 mm kiše, a na rubovima vrućih pustinja općenito ne pada više od 250 do 380 mm kiše (El Khartum na sl. 311, 177 mm, Nullagine 314 mm). U mnogim primjerima ne može se niti govoriti o nekom godišnjem hodu kiše, ili o srednjoj godišnjoj količini kiše, jer sva godišnja količina kiše može pasti samo u nekoliko pljuskova, a u ekstremnim primjerima može pasti malo kiše ili »ni kapi«. Stanoviti tragovi godišnjeg režima nalaze se samo u perifernim područjima, kamo povremeno prodiru oslabljeni utjecaji susjednih klima. U vrućim pustinjama kiša pada isključivo u kratkotrajnim pljuskovima iz oblaka s jakim vertikalnim razvojem, pa zahvati samo maleno područje. Takve kiše nanose uglavnom više štete nego koristi jer su praćene kratkim, ali jakim poplavama. Suhim koritima, vadima, tada poteče prljava voda puna rastresitog materijala i blata. Tim povodom stradaju i naselja, komunikacije i navodnjavane površine koje zatrpa debeo sloj mulja i krupnijeg sedimenta, kojega ima mnogo, jer nema vegetacije koja bi ublažila razornu snagu vode. Većina vode brzo evaporira na suhom i vrućem pustinjskom zraku, a jedan dio ponire kroz pijesak i porozno pustinjsko tlo. Često kiša pada iz oblaka, ali je zrak tako vruć da vodene kapi ispare prije nego što stignu do površine tla. Na polarnim rubovima krajeva s vrućom pustinjskom klimom povremeno se pojavljuju nešto trajnije kiše u vezi s prodorom ciklona iz umjerenih širina.

Više nego u bilo kojoj drugoj klimi, za pustinjske su krajeve izuzetno važna (relativno rijetka) odstupanja od prosjeka, jer nerijetko mogu imati neželjene razmjere. Kao primjer navest ćemo katastrofalne poplave u pustinjskoj sjevernoj Africi u rujnu 1969. (sl. 312.). Zbog jakog diferenciranog zagrijavanja, uz obalu sjeverne Afrike gotovo stalno postoji velik horizontalni gradijent temperature, a to je izvor potencijalne energije za ciklonsku cirkulaciju. 19. IX. nastala je ciklona u zavjetrini Atlasa, i polagano se gibala prema sjeveroistoku. Poslije tri dana, 22. IX. nastala je izrazita hladna fronta, pa je uz obalu Libije puhao pustinjski vjetar s juga. Tog je istog dana ciklona počela okludirati, a 23. IX. prešla je na more. Na otvorenom se moru naglo pojačala ciklonska cirkulacija, pa je vjetar dostigao orkansku snagu. Još istog dana 23. IX. ciklona se spojila s odvojenom ciklonom (kapljom hladnog zraka) u srednjoj troposferi; premještanje na more prouzročilo je vrlo jaku konvekciju i pljuskove. Tako je velika količina tople vodene pare bila »injektirana« u hladni zrak, pa je konvekcija podržala ciklogenezu. 23. IX. ciklonska je cirkulacija postojala u većem dijelu troposfere. Karakteristično je za kaplje hladnog zraka da su kvazistacionarne, a tako je bilo i tada. Iz slike se vidi da je u sklopu ciklonske cirkulacije vlažni zrak pritjecao sa sjevera, s toplog Mediterana. Konačno, treba imati na umu i orografski efekt, jer su to djelomično goroviti i planinski krajevi. Još jedan važan detalj! Ta se ciklona u nekoliko sljedećih dana gibala neuobičajenim smjerom – retrogradno, tj. premještala se prema zapadu



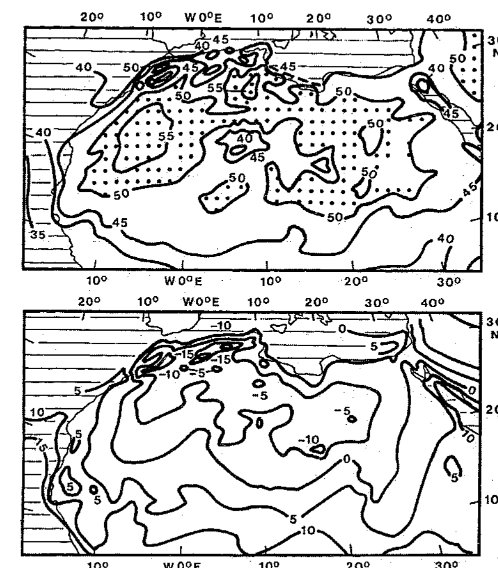
Sl. 312. Prizemna sinoptička situacija nad srednjim Mediteranom i susjednim kopnom 23. IX. 1969. u 12:00 UTC (D. Winstanley, 1970.)

preko sjeverozapadne Libije i južnog Tunisa da bi konačno iščezla iznad sjeveroistočnog Alžira. Donijela je golemu količinu kiše, koja je prouzročila nezapamćene katastrofalne poplave u inače aridnim krajevima, napose u Tunisu (600 mrtvih, četvrtina milijuna stanovnika ostalo je bez krova, golema materijalna šteta, razoreni su masivni rimski mostovi koji su preživjeli brojne poplave). O kakvim je razmjerima riječ, treba navesti samo grad Biskru u sjeveroistočnom Alžiru; 27. IX. palo je 88 mm kiše, sljedećeg dana još 122 mm, a u cijelom rujnu 299 mm. Dugogodišnji srednjak za rujan iznosi 17 mm! Još više, srednja godišnja količina kiše iznosi 148 mm, a samo 27. i 28. rujna palo je 210 mm kiše.

Nebo je u pustinjama pretežno vedro, napose ljeti. Nedostatak jače razvijenog vegetacijskog pokrova i slaba naoblaka uzroci su velikog albeda, pa pustinje kao cjeline zasljepljuju.

Godišnje su amplitude temperature znatne i iznose 10–15 °C, a često i više, što je posljedica slabe naoblake, nedostatka biljnog pokrova, ali već izrazite sezonske varijacije insolacije zbog porasta geografske širine. (Na obratnicama visina sunca mijenja se u tijeku godine između 43° i 90°.)

Povećanje godišnje amplitude temperature više je posljedica visoke temperature ljetnih nego niske temperature zimskih mjeseci. Najneugodniji su povremeni, na sreću rijetki, hladni valovi protiv kojih se domaće stanovništvo ne može boriti. U najvećem dijelu vrućih pustinja dnevne su amplitude veće od godišnjih i najčešće iznose 12–22 °C, a iznimno 30–35 °C (25. XII. 1878. u Bir Milrha, južno od Tripolisa, zabilježena je minimalna temperatura –0,5 °C, a maksimalna 37 °C. To su rijetki izuzeci, ali i to treba znati.) Zato se u pustinjama nerijetko pojavljuje rosa, koja je za biljke vrlo važna. Srednja temperatura ljetnih mjeseci iznosi 30–35 °C, a maksimalne dnevne temperature dostižu 40–43 °C. Usprkos jakom padu temperature, noći nisu tako hladne kako se najčešće misli na osnovi pogrešnih informacija, odnosno ekstremnih slučajeva. Temperatura noćnih sati je niska samo u usporedbi s dnevnom temperaturom, ali je apsolutno visoka, pa npr. u sjevernoj Sahari srednji maksimumi ljeti iznose oko 37 °C, a noću temperatura padne prosječno otprilike na 22 °C. Isto su velike i dnevne amplitude u zimskim mjesecima kad je temperatura danju visoka, ali je noć duga, pa je noćno hlađenje dugotrajnije od dnevnog zagrijavanja. Maksimalne dnevne temperature najčešće iznose 15–20 °C, a mjestimično i povremeno do 27 °C. Minimum je oko 10 °C. U zimskim noćima nije rijetka pojava slabog mraza, a voda se tada zaledi. Treba istaknuti činjenicu da su najniže temperature u vrućim pustinjama posljedica



Sl. 313. Apsolutne maksimalne (gore) i apsolutne minimalne temperature u sjevernoj Africi; 1926.–1960. god. (J. F. Griffiths i K. H. Soliman, 1972.)

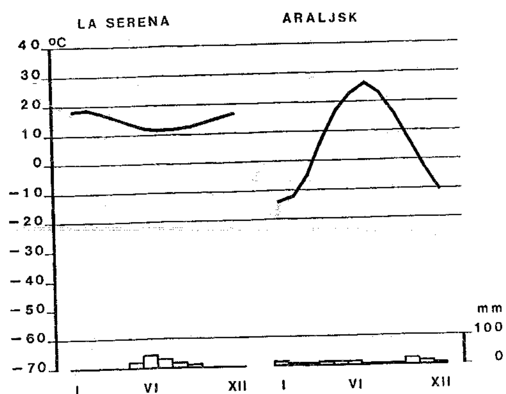
hladne advekcije, tj. prodora hladnog zraka iz viših geografskih širina.

Bit će interesantno razmotriti raspodjelu apsolutne maksimalne i apsolutne minimalne temperature u saharskom području (sl. 313.). U otprilike polovici Sahare zabilježene su apsolutne maksimalne temperature ≥ 50 °C. Vrlo je vjerojatno da su već bile, ili mogu biti, temperature oko 60 °C u području Ogdetel Biar (23° 30′ N i 7° 45′ W), jer na to upućuju i lokalni topografski uvjeti. U tom se području nalazi i El Azzizia u Libiji sa službeno najvišom temperaturom. Osim reljefa vrlo je važna udaljenost od obale, tj. približavanjem obali Sredozemnog i Crvenog mora, te Atlantskog oceana, apsolutne maksimalne temperature opadaju. To isto vrijedi i za južno periferno područje. Apsolutne maksimalne temperature opadaju prema vlažnim i oblačnim, vegetacijom prekrivenim južnim krajevima, odnosno prema ekvatoru.

Kao i apsolutne maksimalne temperature, tako i apsolutne minimalne temperature znatno ovise o lokalnoj topografiji. U 2/3 Sahare temperatura zna pasti do nule ili čak ispod nje. Jasno, važno je upozoriti na nadmorsku visinu. U visokim planinama centralne Sahare (Ahaggar) i u Atlasu apsolutne minimalne temperature padaju na –10 °C, odnosno čak i do –15 °C. S približavanjem Sredozemnom moru, Atlantskom oceanu i vlažnim tropima, apsolutne minimalne temperature sve su više, jer je kontinentalnost sve manja.

2.2.2.1.2. HLADNA PUSTINJSKA KLIMA, KLIMA BWk. Tu klimu imaju pustinje sa srednjom godišnjom temperaturom nižom od 18 °C. Hladne pustinje imaju mnogo manju površinu od vrućih pustinja. Najprostranije hladne pustinje nalaze se u unutrašnjosti Azije, gdje se – uz manji prekid – pružaju od Kaspijskog jezera do pustinje Gobi (sl. 309.). Udaljenost od oceana, odnosno golemost Euroazije, glavni su uzrok njihova postanka. Neusporedivo manju površinu imaju hladne pustinje u Sjevernoj Americi, uz obalu jugozapadne Afrike, u Patagoniji i na obali Čilea i Perua, koje su djelomično nastale pod utjecajem hladnih morskih struja, ili su u zavjetrini velikih planina. Vruće pustinje nalaze se uglavnom pod utjecajem pasata, a najveći kompleks hladnih pustinja u Aziji zimi je pod utjecajem strujanja u sibirskom maksimumu.

Velika udaljenost od mora i utjecaj visoka tlaka onemogućuju prodiranje vlažna zraka u zimskom dijelu godine u hladne azijske pustinje. Kiša i snijeg uglavnom su ciklonskog postanka, ali je vrlo važan orografski efekt. Najviše kiše pada ljeti, a u njihovu je postanku važna i konvekcija. U usporedbi s vrućim pustinjama, hladne pustinje imaju već izrazit režim padalina, a one su i pouzdanije, odnosno veća je vjerojatnost njihove pojave. Izuzetno malo padalina imaju hladne pustinje uz koje teku hladne morske struje (Iquique 1 mm godišnje). Veći dio hladnih pustinja prima malo padalina (La Serena 124 mm, Mendoza 194 mm, Santa Cruz 136 mm, Lovelock u Nevadi 114 mm), ali je temperatura niža nego u vrućim pustinjama (sl. 314.), pa je aridnost uglavnom slabije izražena nego u vrućim pustinjama. Vidi se da godišnji hod padalina u Araljsku nije izrazit; on je pod slabim utjecajem najčešće plitkih ciklona na polarnoj fronti, pa su padaline koncentrirane u proljeću i jeseni. Isto je tako i u La Sereni, ali je režim padalina izrazitiji (ljetne kiše).

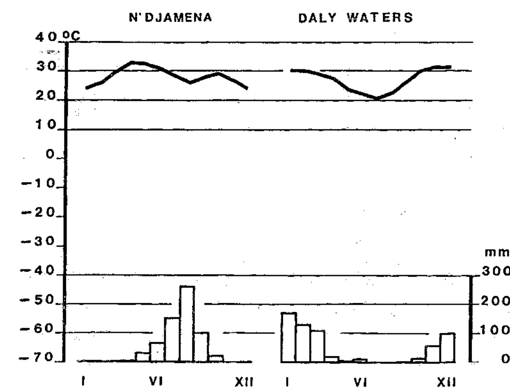


Sl. 314. Godišnji hod temperature i padalina u mjestima s hladnom pustinjskom klimom, BWk; La Serena u Čileu i Araljsk u Kazahstanu

Hladne pustinje imaju izrazito hladniju zimu nego vruće pustinje. Lovelock (Nevada) i Turfan (Sinkiang) imaju 1, odnosno 3 mjeseca s temperaturom ispod 0 °C. Mjesta bliže ekvatoru ili moru nemaju ni jedan mjesec s niskom temperaturom (srednja temperatura najhladnijeg mjeseca u La Sereni iznosi 11 °C, a u Santa Cruzu u Patagoniji 7,5 °C, u Swakopmundu 13 °C), a u mjestima duboko u kontinentu zimske temperature padnu prilično nisko (srednja siječanjska temperatura u Araljsku iznosi −13,9 °C). Temperatura najtoplijeg mjeseca u La Sereni iznosi 18,4 °C, u Santa Cruzu 15 °C, u Lovelocku 23 °C, u Araljsku 26,1 °C, u Turfanu 32 °C. Godišnje amplitude temperature kreću se između 4,5 °C u Swakopmundu, 7,4 °C u La Sereni, 7,5 °C u Santa Cruzu, 22,5 °C u Lovelocku, 40 °C u Araljsku. Dnevne amplitude temperature veće su ljeti nego zimi.

2.2.2.2. STEPSKE KLIME, KLIME BS.

2.2.2.2.1. VRUĆA STEPSKA KLIMA, KLIMA BSh. Područja s vrućom stepskom klimom redovito kao pojas opkoljavaju vruće pustinje, pa je vruća stepska klima prijelazni tip između suhih (*B*) i vlažnih (*C*) klima, suhih na ekvatorskoj, vlažnih na polarnoj strani krajeva s vrućom stepskom plimom. Klima *BSh* pretežno je pod utjecajem ruba suptropskih maksimuma, odnosno nešto je bliža područjima s humidnom klimom nego vruće pustinje, pa su krajevi s vrućom stepskom klimom povremeno pod utjecajem ciklona s polarne fronte, ili pak pod utjecajem tropskih depresija na ekvatorskoj fronti. To je uzrok da u vrućim stepama postoji biljni pokrov koji je mnogo bujniji nego u pustinjama, iako je vegetacijski period sveden samo na nekoliko mjeseci. Najveće prostranstvo imaju vruće stepe u Africi (sl. 309.). Jedan se pojas nalazi sjeverno od Sahare, uz obalu Sredozemnog mora i na saharskoj strani zemalja Magreba, južno od područja sa sredozemnom klimom (*Cs*). U taj stepski pojas zimi prodiru ciklone koje putuju uzdužnom osi Sredozemnog mora. Istom tipu stepe pripadaju i vruće stepe u južnom Iranu, Mezopotamiji, Siriji, Izraelu, Jordaniji, zatim u većem dijelu stepske Australije, u Meksiku, jugozapadnom dijelu SAD-a i jugozapadnom Madagaskaru. Drugi pojas vruće stepe nalazi se na ekvatorskom rubu Sahare u dodiru sa savanskom klimom. Ta stepa ima kišu u toplom dijelu godine kad ekvatorska fronta povremeno prodre dublje u Saharu, nad kojom ljeti oslabi visoki tlak. Tom tipu vrućih stepa pripada veći dio jugozapadne Afrike, sjeverna i zapadna Australija, sjeverozapadna Indija i Argentina.



Sl. 315. Godišnji hod temperature i kiše u postajama N'Djamena, Čad, i Daly Waters, Sjeverni teritorij u Australiji; BSh – vruća stepska klima

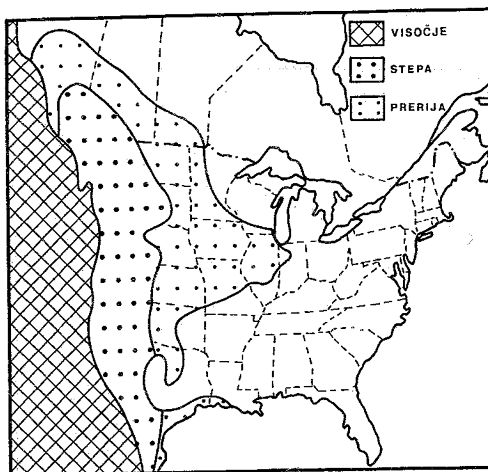
Kao i u pustinjama, međugodišnje varijacije padalina vrlo su velike, ali je količina padalina već nešto veća, pa se jasno opaža godišnji hod kiše. Prema režimu padalina izdvajaju se dva bitno različita tipa: a) vruće stepe sa zimskim padalinama i b) vruće stepe s jakim ljetnim padalinama (N'Djamena i Daly Waters na sl. 315.). Zimske padaline imaju vruće stepe na polarnoj strani vrućih pustinja. U toplom dijelu godine nema ciklonske aktivnosti, pa je ljeto vruće i suho. Padaline koje donesu ciklone u zimskim mjesecima vrlo povoljno djeluju na vegetaciju usprkos tome što je apsolutna količina malena; to je posljedica niskih zimskih temperatura (tj. jako smanjene evaporacije). U krajevima pod neposrednim utjecajem suptropskih anticiklona ljetni mjeseci mogu biti potpuno bez kiše. Zimi su karakteristični hodovi temperature i padalina koji prate prolaz ciklona. Ipak, i tada preteže sunčano vrijeme, a kiša je najčešće kratkotrajna, pa odmah nastupi razvedravanje.

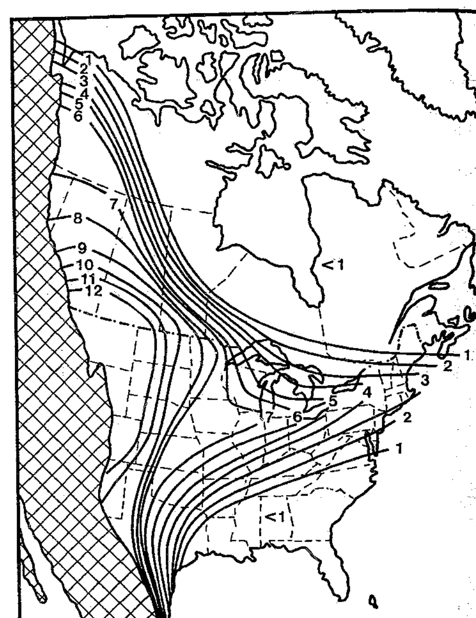
Vruće stepe na ekvatorskom rubu pustinja imaju povremene, relativno jake kiše u sredini ljeta, u periodu najdaljeg prodora ekvatorske fronte (sl. 315., N'Djamena). Budući da kiša pada u najtoplijem dijelu godine, evaporacija je vrlo jaka, pa je pozitivan utjecaj kiše na vegetaciju manji nego u vrućim stepama sa zimskim kišama. I varijabilnost padalina veća je u ekvatorskom pojasu stepe nego na polarnoj strani.

2.2.2.2.2. HLADNA STEPSKA KLIMA, KLIMA BSk. Područja s hladnom stepskom klimom najčešće kao vijenac okružunju hladne pustinje. Najveće područje s hladnom stepskom klimom nalazi se u Euroaziji (sl. 309.), počevši od južne Ukrajine i donjeg Povolžja do sjeverne Kine. U Sjevernoj Americi hladna stepa nastala je u zavjetrini Stjenjaka, a jedan uski koridor prodire do obale Tihog oceana u području Los Angelesa, te daleko na sjever u Albertu i Saskatchewan. Manja su područja hladne stepske klime u srednjoj Turskoj, Španjolskoj, Afganistanu i Pakistanu. Mnogo su manja područja s hladnom stepskom klimom na južnoj hemisferi, jer ondje u odgovarajućim geografskim širinama preteže ocean. U Australiji klimu *BSk* ima uski pojas uz Veliki australski zaljev i krajevi na zapadu i istoku od njega, a u Južnoj Americi visoravan Bolivije i dijelovi Argentine u zavjetrini Anda, oko pustinje u Patagoniji.

Stepski i prerijski krajevi u Sjevernoj Americi veliki su proizvođači žita, pa neće biti na odmet upoznati još neke interesantne detalje. Promatra li se sl. 316. vidi se da u istočnom predgorju, tj. u zavjetrini Stjenjaka postoji širok i dug stepski pojas; taj je stepski pojas nastao pod utjecajem Stjenjaka i Kordiljera uz obalu Pacifika koji – upoznatim fenskim procesima – suše zrak što dolazi sa zapada, a zrak sa sjevera ionako sadrži malo vodene pare; dalje na istoku od toga stepskog pojasa količina padalina postupno se povećava (vlaga dolazi s juga), pa stepa prelazi u preriju. Zanimljiv je oblik područja u kojemu se nalazi prerija; »prerijski klin« prodire daleko na istok sve do Illinoisa, odnosno do jezera Michigan. Odakle takav »čudan« oblik uopće i zašto prerija prodire daleko na istok? Taj se problem može riješiti upoznavanjem gibanja zračnih masa u Sjevernoj Americi (sl. 316., desno), odnosno analizom izvorišnog područja i smjera gibanja suhog i toplog (ljeti) kontinentskoga polarnog zraka. On najčešće nastaje u istočnom podnožju Stjenjaka, i najdulje se tu zadržava, ali on ulazi u opću cirkulaciju koja je u tim dijelovima Sjeverne Amerike od zapada prema istoku. Taj, ljeti suh i topao kontinentski polarni zrak (zimi je suh i hladan) na svom se putu transformira i nad određenim se područjem smjenjuje s drugim zračnim masama, odnosno njegova je čestina pojave i zadržavanja sve manja što se više udaljuje od svoga izvorišnog područja. Budući da on ipak najčešće kreće na istok, to će područje (»klin«) biti više pod utjecajem kontinentskoga polarnog zraka, a manje pod utjecajem vlažnog zraka s juga, iz Meksičkog zaljeva. Još dalje na istoku taj se odnos mijenja sve više u korist maritimnih zračnih masa. Kiše padaju ljeti, ali je evaporacija velika, pa je jedini mogući prirodni biljni pokrov prerija. Budući da količina kiše raste prema jugu i istoku, »prerijski klin« je opkoljen šumskim područjima.

Na količinu i hod padalina u hladnim stepama utječu isti faktori kao i u hladnim pustinjama, ali je utjecaj susjednih humidnih klima sve izrazitiji (sl. 317.). Godišnje padne prosječno 200–550 mm pa-

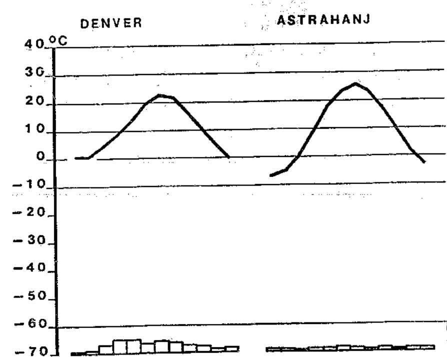




Sl. 316. Lijevo, stepa i prerija u Sjevernoj Americi. Desno, srednji broj mjeseci u godini pod utjecajem suha kontinentskog zraka koji potječe iz istočnog predgorja Stjenjaka (J. Borchert, 1950.)

dalina (Astrahanj 162 mm, Denver 360 mm), više nego u vrućim stepama. Većina kiše pada ljeti, a frontalnog su i konvekcijskog postanka. Hladni valovi s jakim vjetrom i snježnim mećavama česti su u hladnom dijelu godine.

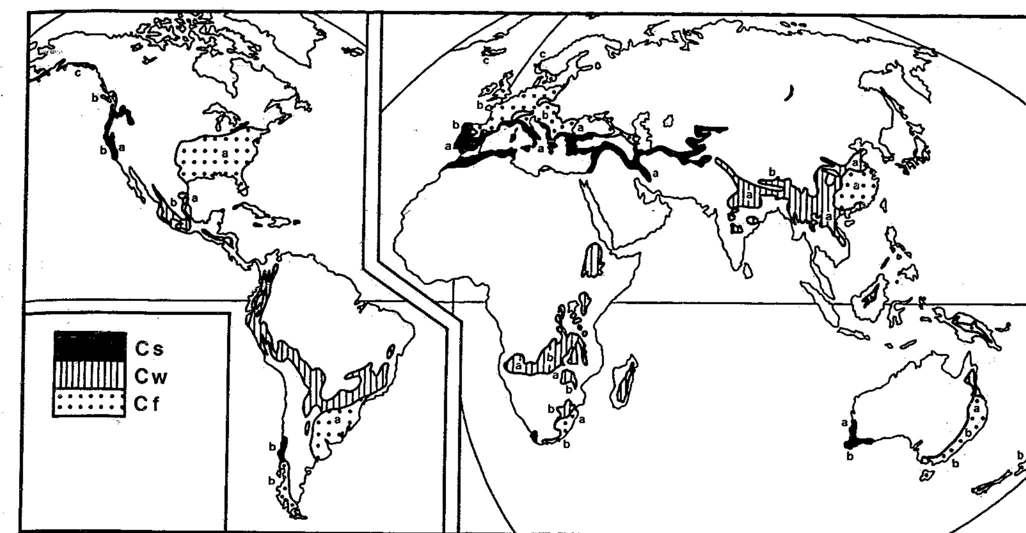
Hladni stepski krajevi imaju najčešće 1–3 ili čak i 4 mjeseca temperaturu 0 °C ili manje. Apsolutni minimumi u unutrašnjosti kontinenta kreću se do –35 °C. Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca najčešće iznosi oko 20–24 °C. Godišnje amplitude su velike, 20–32 °C (Astrahanj 32 °C, Denver 22,4 °C), a smanjuju se s približavanjem oceanu (San Diego u SAD 7,5 °C).



Sl. 317. Godišnji hod temperature i padalina u Denveru (Colorado) i u Astrahanju (ušće Volge); BSk – hladna stepska klima

2.2.3. KLIME C, UMJERENO TOPLE KIŠNE KLIME

Bitna je karakteristika umjereno toplih kišnih klima, klima *C*, postojanje pravilnog ritma godišnjih doba; u tome se one više ili manje razlikuju od većine ostalih klima. U područjima s umjereno toplim kišnim klimama nema neprekidno visokih ili neprekidno niskih temperatura, kao što ne postoje ni dugi periodi suše ni kišni periodi u kojima bi pala gotovo sva godišnja količina padalina. Raspodjela padalina je najčešće povoljna, pa se klime *C* zajednički nazivaju humidnim ili vlažnim klimama. Umjereno tople kišne klime ne bi se mogle nazvati klimama umjerenih geografskih širina jer se prostori pod njihovim utjecajem nalaze između Sjevernog rta u Norveškoj i Aljaske na Sjeveru te Magellanova prolaza i Novog Zelanda na jugu (sl. 318.), tj. sva područja u kojima najhladniji mjesec na polarnoj strani nema temperaturu nižu od –3 °C, ni temperaturu višu od 18 °C na ekvatorskoj strani. Umjereno tople kišne klime imaju 23,1 mil. km^2 kopna i 115,3 mil. km^2 oceana i mora, što ukupno iznosi 138,4 mil. km^2 ili 27,2% površine Zemlje. Usporede li se s drugim klimama, ljeta su umjerena, a bliže ekvatoru topla, ali ne vruća u pravom smislu riječi. Zime su blage, a samo povremeno, relativno rijetko, pojavljuju se vrlo hladni valovi.



Sl. 318. Geografska raspodjela krajeva s umjereno toplim kišnim klimama, klimama C

Postoje određena pravila u geografskoj raspodjeli krajeva s klimama *C;* oni se nalaze: na istočnim obalama kontinenata, gdje daleko prodiru prema ekvatoru. U zapadnim dijelovima kontinenata umjerenih širina, gdje se – ako postoje planine, npr. u Sjevernoj i Južnoj Americi – pružaju u uskom pojasu, ili dublje prodiru u kopno – ako planina nema (npr. u Europi). U unutrašnjosti kontinenata, gdje nadmorska visina ili zimski monsun snizuju temperaturu (Meksiko, južna Afrika, dio jugoistočne Azije).

Osnovna podjela umjereno toplih kišnih klima temelji se na godišnjem hodu padalina, pa se u klimatskoj formuli dodaju mala slova *f, w* i *s*:

f = padaline su podjednako raspodijeljene u tijeku cijele godine, pa nema sušnog razdoblja;

s = padaline su koncentrirane u zimskom dijelu godine, pa je ljeto relativno suho i

w = najveći dio padalina koncentriran je u ljetnoj polovici godine, pa je zima relativno suha.

Tako su dobivena tri osnovna klimatska tipa:

Cf = umjereno tople vlažne klime,

Cs = tople klime sa suhim ljetom ili sredozemne klime i

Cw = tople klime sa suhom zimom ili sinijske klime.

Još detaljnija karakterizacija ovih klima dobiva se dodavanjem klimatskoj formuli slova *a, b* i *c*. Njima se označuje temperatura.

2.2.3.1. KLIME Cf, UMJERENO TOPLE VLAŽNE KLIME.

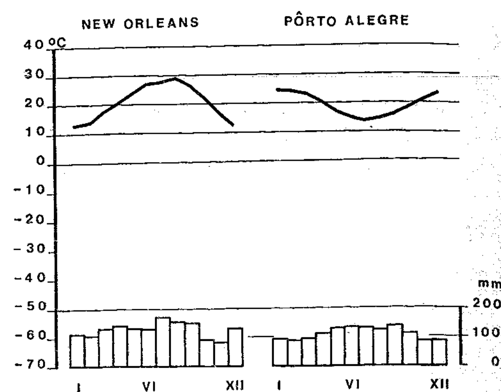
U područjima s klimama *Cf* (9,3 mil. km^2 kopna ili 103,2 mil. km^2 mora, ukupno, 112,5 mil. km^2 ili 22,1% površine Zemlje) padaline su podjednako raspodijeljene u tijeku cijele godine. Najvažniji element kojim se postiže daljnja detaljizacija, odnosno još točnije određivanje njezinih karakteristika, jest srednja temperatura najtoplijeg mjeseca, pa postoje klime *Cfa, Cfb* i *Cfc*.

2.2.3.1.1. KLIMA Cfa, UMJERENO TOPLA VLAŽNA KLIMA S VRUĆIM LJETOM (VIRĐINIJSKA KLIMA)

umjereno je topla vlažna klima u kojoj je srednja temperatura najtoplijeg mjeseca ≥ 22 °C; to je klima s vrućim ljetom. Pod njezinim se utjecajem nalaze istočni dijelovi kontinenta u nešto nižim umjerenim geografskim širinama, otprilike od obratnice do 40. paralele. Najveće područje s klimom *Cfa* nalazi se u Sjevernoj Americi (sl. 318.), od Floride do Nove Engleske, a na sjeveru do jezera Erie, što iznosi 1/3 površine SAD-a. To je područje mnogo manje u Južnoj Americi, gdje se pruža od Bahie Blanke u Argentini (pampa) preko Urugvaja i manjeg dijela Paragvaja do São Paula u Brazilu. Najveći prostor na istočnoj hemisferi obuhvaća klima *Cfa* u Kini, južno od gorja Tsinling, zatim u južnoj Koreji i većem dijelu Japana. Klimu *Cfa* ima planinska unutrašnjost indonezijskog otoka Bornea, zatim Nove Gvineje, znatan dio istočne Australije (između obratnice i Melbournea), maleni prostor u južnoj Africi između Mozambika i Durba-

na, zapadna obala Crnog mora i južna Bugarska, dolina Poa i donjeg toka Dunava (u Rumunjskoj) te jugoistočnog dijela Panonske zavale.

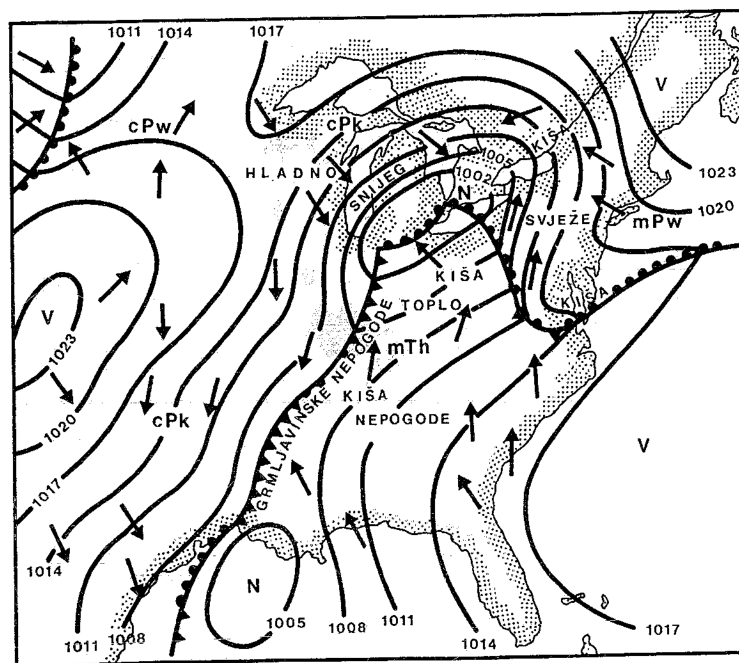
Usprkos jakom utjecaju mora, ljeta su relativno topla, odnosno vruća. Najtopliji je mjesec srpanj ili kolovoz, odnosno siječanj na južnoj hemisferi (New Orleans 29,3 °C, Pôrto Alegre 24,7 °C (sl. 319.); Columbus 24 °C, St. Louis 26 °C, Sydney 22 °C, Buenos Aires 23 °C). Kako se vidi, temperatura je viša u unutrašnjosti kopna nego na obali. Visoka relativna vlaga zraka (stalni prodori mT zraka) smanjuje gubitak topline dugovalnom radijacijom podloge, pa su dnevne amplitude malene (7–10 °C). Maksimalne dnevne temperature penju se do 38 °C, a apsolutni maksimumi još više. Veće su razlike između zimskih temperatura, jer postoje znatne razlike u geografskoj širini područja s klimom *Cfa*. Srednja siječanjska temperatura iznosi 12,9 °C u New Orleansu, 0 °C u St. Louisu, –0,7 °C u New Yorku (veljača), a srednja srpanjska temperatura u Buenos Airesu je 9 °C. Prodori hladnog zraka iz Sibira uzrok su da su srednje temperature zimskih mjeseci niže u Kini nego u SAD-u (ali su apsolutne minimalne temperature u SAD-u niže nego u Kini). Shanghai je u siječnju za 7 °C hladniji od Savannaha koji se nalazi na istoj geografskoj širini (ali su ljeta jednako topla). Temperature zimskih mjeseci na južnoj hemisferi više su nego u odgovarajućim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi; to je



Sl. 319. Godišnji hod temperature i padalina u mjestima s klimom Cfa; New Orleans u SAD-u i Pôrto Alegre u Brazilu

posljedica veće maritimnosti južne hemisfere. Najniže temperature u Brisbaneu i Buenos Airesu iznose 0 °C, odnosno –5 °C, a u Shanghaiu –12 °C i u Springfieldu u Missouriju –34 °C.

Karakteristika je klime *Cfa* obilje padalina i njihova povoljna raspodjela tijekom godine. Prosječno padne 750–1 500 mm padalina (znatno više na otocima, kao npr. u Japanu), od čega jedan dio otpada na snijeg, napose na većim visinama i na polarnoj periferiji krajeva s klimom *Cfa*. Količina padalina redovito raste prema ekvatoru i od zapada prema

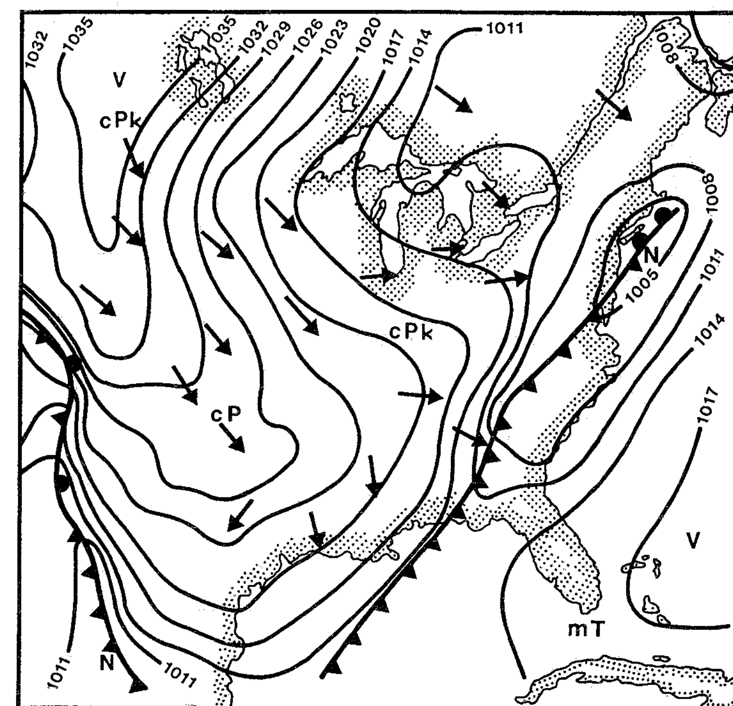


Sl. 320. Ciklona u širem području Velikih jezera; prizemna sinoptička situacija 18. IV. 1940. god. (G. Trewartha, 1954.)

istoku (St. Louis 959 mm, New Orleans 1 544 mm, Pôrto Alegre 1 298 mm). Maksimum padalina može biti u bilo kojemu mjesecu od ožujka do listopada (na sjevernoj hemisferi); minimum je najčešće u siječnju ili veljači, ali je moguć i u nekome drugome mjesecu. Vrijedi opće pravilo da primorska mjesta imaju podjednaku raspodjelu padalina, a prema polu i sušnim rubovima postupno raste udio ljetnih kiša. Neprekidni prodori mT zraka uz visoku temperaturu uzrok su što se klima tih krajeva ljeti često vrlo teško podnosi. U to su doba česte poplave, osobito u Kini, Japanu i južnim državama SAD-a. Obala Atlantika i Meksičkog zaljeva stradava od harikena, a obale Kine od tajfuna. Oni donose mnogo kiše, pa u kasno ljeto i u ranu jesen (kad se najčešće pojavljuju) uzrokuju maksimum u godišnjem hodu padalina. Tajfuni u Kini počinju ranije (kasno proljeće), traju duže (do studenog i prosinca) i češći su i jači od harikena u Sjevernoj Americi. Za krajeve s klimom *Cfa* u SAD-u karakteristični su tornadi. Na jugu su najčešći u rano proljeće, a na sjeveru u kasno proljeće i rano ljeto (u tom periodu svakog mjeseca pojavi se po više stotina tornada; u svibnju 1957. bilo ih je 624).

Najveće područje s klimom *Cfa* nalazi se u SAD-u. Bit će korisno upoznati i realnu sinoptičku situaciju u tom dijelu svijeta s osnovnim tipovima cirkulacije. Na sl. 320. prikazan je upravo klasičan primjer prodora vlažnog i toplog maritimnog zraka iz Meksičkog zaljeva do Velikih jezera. mT zrak je jaka struja na zapadnoj periferiji velike anticiklone nad Atlantskim oceanom (zato je neki nazivaju bermudskom anticiklonom). S druge strane, nad zapadnim dijelom SAD-a također je jaka anticiklona po čijoj istočnoj periferiji struji hladni cP zrak sa sjevera. To strujanje pojačano je djelovanjem anticiklone nad Kanadom. Između spomenutih anticiklona (u baričkom sedlu) nastali su optimalni uvjeti za postanak frontalne plohe koja se pruža od Meksičkog zaljeva do Velikih jezera i dalje do Atlantskog oceana (protusmjerno strujanje s obje strane frontalne plohe). U području Velikih jezera vrlo je prostrana i duboka ciklona s izrazitom spiralnom cirkulacijom. U tom su području padali snijeg i kiša. Na hladnoj fronti, gotovo od Velikih jezera do Meksičkog zaljeva, temperaturni su kontrasti vrlo veliki, pa je nastao niz vrlo jakih grmljavinskih nepogoda. Grmljavinskih je nepogoda, ali termičkog postanka, bilo i u mT zračnoj masi koja je strujala s juga. Tako nastaju proljetni topli valovi na istoku od frontalne plohe, a hladni prodori zapadno od nje.

Ako se frontalna ploha između maritimnog tropskog zraka (mT) i kontinentskoga polarnog zraka (cP) nalazi još istočnije, nastaje sinoptička situacija, kako je prikazano na sl. 321. Iz hladne anticiklone na sjeverozapadu SAD-a i na zapadu Kanade hladni



Sl. 321. Prodor hladnog (kontinentskog polarnog) zraka u suptropski dio SAD-a; prizemna sinoptička situacija 19. IV. 1953. god. (G. Trewartha, 1954.)

kontinentski polarni zrak cP, prelio se preko srednjeg dijela SAD-a, a zatim i preko južnih država, potiskujući mT zrak na istok. Vjetrovi iz sjevernoga kvadranta (the Norther) prodrli su sve do Meksičkog zaljeva. U čitavom je zahvaćenom području naglo i jako zahladilo. Po pružanju fronte vidi se da je hladni prodor zaista sličan klinu. Prodor hladnog polarnog zraka omogućilo je i postojanje prostranog polja niskog tlaka od sjevernog Meksika preko sjevernog dijela Meksičkog zaljeva i dalje u uskom pojasu sve do obale Atlantskog oceana daleko na sjeveru, gotovo do Nove Škotske. U sjeveroistočnom dijelu spomenutog pojasa niskog tlaka, odnosno u dolini, nastala je ciklona koja je zatvorena s tri izobare. Karakterističan je njezin vrlo izdužen oblik. Najčešće se događa da se polarna fronta postupno pomiče na istok, pa (oslabljeni) hladni val zahvati i atlantsku obalu.

Klima *Cfa* je vrlo povoljna za razvoj višeg bilja; u sušnim dijelovima i na određenim vrstama tala ima travnih formacija (pampa, prerija). Od drveća pretežu bjelogorične vrste. Crnogorice ima u lakšim tlima obalnih ravnica i u višim dijelovima brdovitih terena. U Australiji i Aziji ima mnogo širokolisnatih zimzelenih vrsta.

2.2.3.1.2. KLIMA Cfb, UMJERENO TOPLA VLAŽNA KLIMA S TOPLIM LJETOM (KLIMA BUKVE) klima je u kojoj je srednja temperatura najtoplijeg mjeseca niža od 22 °C (uz to najmanje 4 mjeseca ima temperaturu ≥ 10 °C), pa se područja s klimom *Cfb* nalaze dalje od ekvatora nego područja s klimom *Cfa*. Najveće je područje s klimom *Cfb* u Europi (sl. 318.), a pruža se od sjeverne Španjolske i sjeverne Grčke preko srednje i zapadne Europe do 63. paralele na obali zapadne Norveške.

Zbog nepostojanja planina utjecaj te klime prodire duboko u europsko kopno (do oko 28° E), a zahvaća Britanske otoke (osim najviših planinskih dijelova), zemlje Beneluksa, Dansku, najveći dio Francuske, Njemačke, Poljske, Češke, Slovačke, kontinentski dio Hrvatske i Bugarske, te manje dijelove Španjolske, Italije, južne Norveške i Švedske, a to ukupno iznosi oko 1/3 površine Europe. Klimu *Cfb* ima (na sjeveru prekinuti) pojas oko Kavkaza.

Mnogo je manje područje klime *Cfb* u Sjevernoj Americi, što je posljedica postojanja Kordiljera; zato se pod njezinim utjecajem nalazi samo uski obalni pojas od najsjeverozapadnijeg dijela države Washington do 58. paralele u Aljaski. Drugo područje klime *Cfb* u SAD-u nalazi se u Appalachianu, a gotovo je sa svih strana okruženo klimom *Cfa*. Na sjeveru počinje kod jezera Erie, obuhvaća obalni dio Nove Engleske i veći dio Long Islanda, a na jugu prodire u Sjevernu Karolinu. Očito je da je nešto viši reljef Appalachiana uzrok postanka tog »otoka« klime *Cfb*.

Najveće područje s klimom *Cfb* na južnoj hemisferi nalazi se u istočnoj i jugoistočnoj Australiji, a uključuje Tasmaniju i Novi Zeland (osim najviših dijelova Južnog otoka). Ono je znatno manje u jugoistočnoj Africi i u južnoj Americi, gdje obuhvaća obalni pojas Pacifika od 40° do 50° S (u Patagoniji izbija na Atlantik) te maleni »otok« u planinskom zaleđu Rio de Janeira.

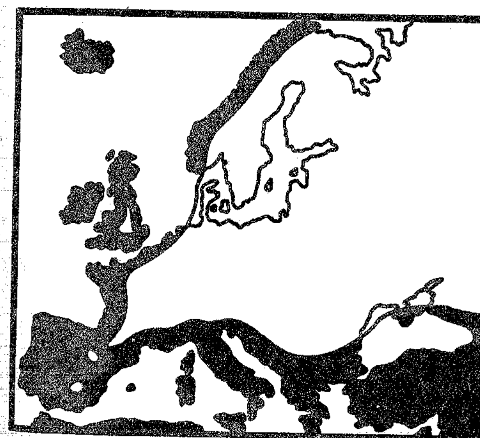
Utjecaj oceana očituje se prije svega u relativno malenim amplitudama dnevnih i godišnjih temperatura, ali one rastu prema unutrašnjosti kontinenta. Dnevne amplitude iznose oko 7 do 10 °C, a veće su ljeti (relativno vedro) nego zimi (stalna naoblaka). Godišnja je amplituda u obalnim krajevima oko 10 °C na sjevernoj hemisferi (Brest 8,7 °C, Pariz 14,5 °C), a 6–7 °C na južnoj hemisferi, što je posljedica njezine manje kontinentalnosti (Port Elizabeth 6 °C, Auckland 7,7 °C). U unutrašnjosti godišnja se amplituda povećava na 12–22 °C (Berlin 18,7 °C, Bratislava 22,2 °C), što je posljedica sve veće kontinentalnosti klime. Srednja temperatura ljetnih mjeseci uz obalu kreće se između 13–18 °C, te 18–22 °C u unutrašnjosti kopna. Temperature zimskih mjeseci često su 10 °C, čak i do 15 °C više nego u mjestima na istoj geografskoj širini duboko u kontinentu. Povremeni prodori cP ili cA zraka uzrokuju u europskom dijelu klime *Cfb* vrlo hladne valove hladnoće koji zahvate i Britanske otoke i mediteranske zemlje.

Najveći dio krajeva s klimom *Cfb* – napose u Europi – nalazi se pod utjecajem ciklona koje neprestano dolaze s oceana i kreću se prema istoku. Iako se pojedine ciklone gibaju nerijetko vrlo nepravilno, u svim mogućim smjerovima, pa čak i retrogradno, većina ih putuje nekim zajedničkim putanjama. To vrijedi i za putanje ciklona u Europi (sl. 242.). Pretežе komponenta gibanja ciklona od zapada prema istoku, ali se ciklone najčešće gibaju putanjama iznad vodenih površina (Norveško, Sjeverno, Baltičko i Sredozemno more), rjeđe iznad velikih kopnenih prostranstava, osobito ne preko velikih planinskih barijera (Pireneji, Alpe, Skandinavsko gorje), tj. gibaju se preko nižih dijelova reljefa između planinskih sistema (npr. dolina Rhône). Ako ciklone prelaze preko kopna, nastoje se gibati preko nizina (Padska nizina, Panonska zavala, južna Švedska, Sjevernoeuropska ravnica). Frekventiranost pojedinih putanja ovisi o godišnjem dobu; opće je pravilo da se ciklone ljeti povlače na sjever, a zimi prodiru dalje na jug. Putanje I, II i III najfrekventiranije su u hladnom dijelu godine, a putanja IV ljeti i ujesen.

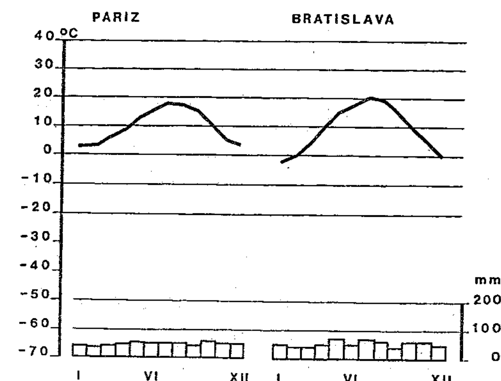
Putanjom Va gibaju se ciklone najčešće od listopada do siječnja i u travnju, putanjom Vb u proljeće i ljeti, a putanjom Vd od listopada do travnja.

Budući da su ciklone glavni donosioci padalina europskim krajevima s klimom *Cfb*, godišnji hod, odnosno raspodjela padalina u prostoru i vremenu, najviše će ovisiti o čestini prolaza ciklona. Opće je pravilo (sl. 322.) da u uskom obalnom pojasu Atlantskog oceana i Sredozemnog mora padalina ima najviše u zimskoj polovici godine, tzv. oceanski tip godišnjega hoda padalina (u Brestu 59% padalina ima u zimskoj polovici godine, a 41% u ljetnoj polovici), a u unutrašnjosti kopna većina je padalina u toplom dijelu godine. Takav godišnji hod padalina izrazit je u mjestima neposredno izloženima oceanskim vjetrovima, a u kopnenoj unutrašnjosti malo dalje od obale godišnji se hod brzo mijenja, tj. naglo raste udio ljetnih padalina. Tako je npr. u Londonu i u nekim unutrašnjim dijelovima Pirenejskog poluotoka.

Na južnoj periferiji krajeva s klimom *Cfb* osjeća se utjecaj suptropskih anticiklona (tako je na sjevernoj hemisferi), pa se u uskom prijelaznom pojasu osjeća izraziti minimum padalina u ljetnim mjesecima. Godišnji hod padalina nije jedinstven, pa Pariz, Dublin, Utrecht i Edinburg imaju minimum u proljeće, a Melbourne ima dvostruki maksimum, ujesen i u proljeće, te dvostruki minimum, ljeti i zimi. Srednja količina padalina (sl. 323.) iznosi 500–750 mm u obalnim ravnicama. Maritimni zrak neprekidno je vlažan, pa je i najmanje prisilno izdizanje (reljefne barijere) dovoljno da dođe do kondenzacije (London 638 mm, Pariz 613 mm, Hamburg 762 mm, Berlin 539 mm, Brest 729 mm, Valentia u Irskoj 1 426 mm, Mt. Snowdon u Walesu 5 080 mm). Općenito se količina padalina smanjuje prema unutrašnjosti (Bratislava 640 mm). U izloženim postajama može biti mnogo padalina: Bergen 1 941 mm, Auckland 1 281 mm, Puerto Montt u Čileu 1 900 mm, Sitka na Aljaski 2 057 mm. Snijeg je redovita padalina, ali trajanje snježnog pokrivača naglo opada prema obali. Vrlo velike količine snijega (po nekoliko metara) padaju u planinama koje se dižu neposredno uz obalu (Norveška, Aljaska, Kanada, Novi Zeland, Čile).



Sl. 322. Područja u kojima veći dio padalina pada u hladnom (X.–III. mjesec; crno) i toplom dijelu godine (IV.–IX. mjesec; bijelo) (W. G. Kendrew, 1961.)



Sl. 323. Godišnji hod temperature i padalina u Parizu i u Bratislavi, gradovima s klimom Cfb.

Povoljan godišnji hod padalina i dovoljno visoka temperatura stvaraju vrlo prikladne uvjete za razvoj biljnog svijeta; područja s klimom *Cfb* prostrane su šume, koje su u Europi već dobrim dijelom nestale djelovanjem čovjeka (održale su se gotovo netaknute u Kanadi, Čileu, Novom Zelandu). Na boljim je tlima bjelogorica ili miješana šuma, a na kiselim, lošijim tlima (sjeverni dio Europe s klimom *Cfb*, Les Landes u Francuskoj, Kanada, Čile i dijelovi Appalachiana) rastu crnogorične šume.

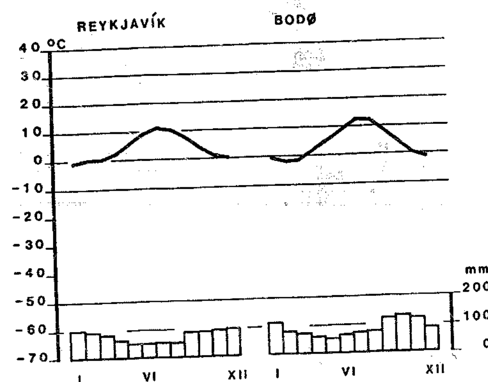
2.2.3.1.3. KLIMA Cfc, UMJERENO TOPLA VLAŽNA KLIMA SA SVJEŽIM LJETOM. Tu vrlo svježu i vlažnu klimu imaju krajevi još dalje prema polu kao nastavak klime *Cfb*. Klimu *Cfc* ima obala Norveške od 63. do 70. paralele, Aleuti i južna Aljaska od 53. do 61. paralele, odnosno 58. paralele u jugoistočnoj Aljaski. Još su manja područja pod njezinim utjecajem u Južnoj Americi (najjužniji završetak Patagonije i sjeverni dio Ognjene Zemlje) i na Falklandskim otocima, južnom Islandu, otocima Faerøerne i Shetland, neki najviši planinski dijelovi Velike Britanije, dakle, isključivo krajevi pod neposrednim i jakim utjecajem susjednih mora.

Klimu *Cfc* imaju krajevi u kojima je srednja temperatura 1 – 4 mjeseca ≥ 10 °C; temperatura

najtoplijeg mjeseca je < 22 °C, a najhladnijega viša od –3 °C. U stvarnosti, srednja temperatura najtoplijeg mjeseca (sl. 324.) ne prelazi 13 °C (Thorshavn na otocima Faerøerne 10,5 °C, Bodø u Norveškoj 12,4 °C, Dutch Harbor, Aljaska 12 °C, Reykjavik na Islandu 11,3 °C), a srednja temperatura najhladnijeg mjeseca najčešće je iznad ledišta (Thorshavn 3,4 °C, Bodø –1,9 °C, Dutch Harbor 0 °C, Reykjavik –0,7 °C). Utjecaj maritimnosti odražava se u malenoj godišnjoj amplitudi; ona je posljedica utjecaja toplih morskih struja ili toplih mora uopće (Thorshavn 7,1 °C, Bodø 14,3 °C, Dutch Harbor 12 °C, Reykjavik 11,3 °C). Stalno velika naoblaka i visoka relativna vlaga uzrok su da su dnevne amplitude temperature uglavnom 6–7 °C. Ta je klima neugodna zbog stalne i velike naoblake, visoke relativne vlage i gotovo stalne vjetrovitosti.

Karakteristika je klime *Cfc* velika naoblaka i česte magle, ali apsolutna količina padalina često nije velika. U višim mjestima snijeg može pasti u svakom mjesecu, a u obalnim mjestima samo zimi. Punta Arenas u južnom Čileu ima 431 mm padalina, Reykjavik 908 mm, Bodø 1 043 mm, Thorshavn 1 285 mm, a Dutch Harbor 1 600 mm. Nijedan mjesec nije suh, ali se osjeća da u zimskoj polovici godine ima više padalina nego u ljetnoj. Zimsko je vrijeme vrlo neugodno, uglavnom je vrlo vjetrovito (utjecaj ojačanoga islandskog i aleutskog minimuma), kiša vrlo često, slabije ili jače, pada, a i danju je gotovo mračno (visoke geografske širine). Ljeto je mnogo ugodnije jer je moguće i sunčano vrijeme.

U krajevima s klimom *Cfc* postoje uvjeti za razvoj tajge, ali uglavnom u nižim i zaštićenim terenima, a veliku važnost ima insolacijska ekspozicija. Jaki vjetrovi i slabo tlo onemogućuje rast drveća u ostalim dijelovima; tu se razvila tundra i travne zajednice (južni Čile, otoci Faerøerne, nazvani Ovčji otoci).



Sl. 324. Godišnji hod temperature i padalina u mjestima s klimom Cfc; Reykjavik na Islandu, Bodø u Norveškoj

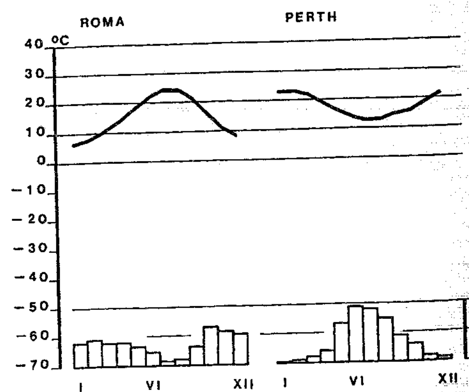
2.2.3.2. KLIME Cs, SREDOZEMNE KLIME.

Karakteristika je sredozemnih ili mediteranskih klima izrazita sezonska raspodjela padalina; postoje blage, kišovite zime i suha, vruća ili topla ljeta. Pod njihovim se utjecajem nalazi 2,5 mil. km^2 kopna i 10.7 mil. km^2 mora, što zajedno iznosi 13,2 mil. km^2, odnosno 2,6% površine Zemlje. Za detaljnije određivanje njihovih karakteristika dodaju se još oznake *a* i *b*, pa postoje klima *Csa* i *Csb*.

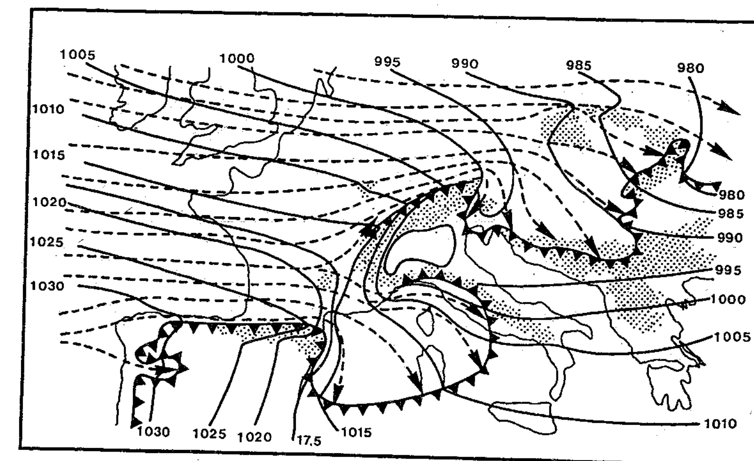
2.2.3.2.1. KLIMA Csa, SREDOZEMNA KLIMA SA SUHIM VRUĆIM LJETOM (KLIMA MASLINE).

Klasično područje njezina razvoja nalazi se u bazenu Sredozemnog mora (pa otuda i ime), ali njezin utjecaj prodire ponegdje i znatno dalje od njegove obale (sl. 318.). Klimu *Csa* ima južna i istočna Španjolska, južna Francuska s Korzikom, srednja i južna Italija sa Sicilijom i Sardinijom, južni dio naše obale, širi primorski pojas Grčke, crnomorska i sredozemna obala Turske, sjeverni Maroko, Alžir i Tunis, dijelovi Libije, Izraela, Sirije i Libanona, »Plodni polumjesec« Bliskog istoka, rubne planine Iraka, sjeverni Afganistan. Mnogo je manje područje klime *Csa* u Sjevernoj Americi: znatan dio Californije, doline rijeke Columbije i Snake River, izolirani »otok« oko Salt Lake Cityja u Utahu. Još je manje njezino područje u jugozapadnoj Australiji i široj okolici Adelaidea.

Klimu *Csa* karakteriziraju vruća ljeta i blage zime s povremenim hladnim valovima koji mogu biti vrlo neugodno hladni. Pod utjecajem suptropskih anticiklona ljeti pretežu vedrine, pa je insolacija jaka. Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca viša je od 22 °C (Barcelona 24,2 °C, Marseilles 23 °C,



Sl. 325. Godišnji hod temperature i padalina u gradovima Roma (Rim) i Perth (jugozapadna Australija), gradovima s klimom Csa



Sl. 326. Utjecaj Alpa na strujanje u maritimnoj polarnoj zračnoj masi; točkicama su označena visočja iznad 1 000 m, pune krivulje su izobare, isprekidane krivulje su strujnice (T. Bergeron, 1928.)

Palermo 26 °C, Rim 24,7 °C, Atena 26,9 °C, Alger 24,4 °C, Tunis 27 °C, Jeruzalem 23 °C, Sacramento u Californiji 23 °C, Perth 23,4 °C; v. sl. 325.). Dnevni maksimumi uglavnom su između 35 °C i 38 °C. S druge strane, ljetne vedrine omogućuju jak gubitak terestričke radijacije noću, pa su dnevne amplitude velike, najčešće ≥ 15. Srednja temperatura najhladnijeg mjeseca varira između 4 °C i 13 °C (Barcelona 9,4 °C, Marseilles 5,5 °C, Palermo 10 °C, Rim 6,9 °C, Atena 9,1 °C, Alger 10,6 °C, Tunis 11 °C, Jeruzalem 7 °C, Sacramento 8 °C i Perth 13 °C). Godišnje su amplitude temperature uglavnom između 12 °C i 17 °C, a u unutrašnjosti i do 25 °C. Krajeve s klimom *Csa* povremeno zahvate većinom kratkotrajni prodori hladnog zraka, pa temperatura padne i ispod ledišta. U Sredozemlju se to događa onda kad ciklona prodre daleko na jug, pa iza hladne fronte duboko prodre polarni ili arktički zrak. On nanosi velike štete južnom voću i povrću. Slično je i u Sjevernoj Americi (dimljenje i zagrijavanje voćnjaka s limunima i narančama).

U krajevima s klimom *Csa* godišnja je količina padalina znatna, ali je godišnji hod izrazito sezonski. Najviše padalina ima u hladnom dijelu godine, a relativno malo u toplom dijelu, osobito malo ljeti na ekvatorskoj periferiji krajeva s klimom *Csa*. Godišnji hod padalina u krajevima s klimom *Csa* posljedica je meridionalne migracije pojasa zonalnih zapadnih vjetrova i suptropskih anticiklona. U toplom dijelu godine – paralelno s prividnim gibanjem sunca – počinje pomicanje suptropskih maksimuma prema višim geografskim širinama, pa se ljeti osjeća da krajevi leže podalje od njih. Budući da preteže dinamičko zagrijavanje zraka, da on najčešće prelazi iz viših geografskih širina u niže i da je voda najčešće *hladnija* od zraka, usprkos jakom zagrijavanju podloge, ne postoje uvjeti za kondenzaciju vodene pare koje u donjim slojevima troposfere može biti dosta. Zato ljeto karakteriziraju visoke temperature, vedrine i sumaglice. Na ekvatorskoj strani područja s klimom *Csa* i po nekoliko mjeseci nema kiše (Jeruzalem, Sacramento). S približavanjem polarnoj granici te klime, sušnost ljetnih mjeseci sve je slabija (Palermo, Perth).

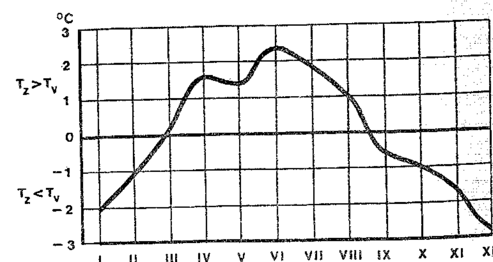
S prelaskom u hladnu polovicu godine suptropski pojas visokog tlaka povlači se prema ekvatoru, pa područja *Csa* zahvati pojas zonalnih zapadnih vjetrova, koji u to doba godine karakterizira intenzivna frontalna aktivnost. Pojas zonalnih zapadnih vjetrova u toplom se dijelu godine povlači prema polu, odnosno postupno ga potiskuju suptropske anticiklone, pa – prema općem pravilu – krajevi na polarnoj periferiji klime *Csa* imaju više padalina i više mjeseci s padalinama (one prije počnu i kasnije prestanu) nego uz ekvatorski rub. Budući da se područja s klimom *Csa* nalaze na ekvatorskoj periferiji zonalnih zapadnih vjetrova, ciklona prolaze područjem *Csa* više ili manje sporadično, obitelji ciklona rjeđe se pojavljuju, pa zime nisu ni hladne, ni vrlo oblačne, tj. česte su vedrine sa sunčanim vremenom, a to vrlo povoljno djeluje na razvoj zimskog turizma. Budući da su krajevi s klimom *Csa* pretežno brdoviti i planinski, količina padalina vrlo varira. Pokatkad kad vlažni zrak nailazi direktno na planinske barijere, može pasti i vrlo velika količina kiše (i snijega). Prosječno godišnje padne 380 mm (bliže ekvatoru) do 760 mm padalina (bliže polu), npr. Alger 762 mm, Tunis 419 mm, Barcelona 578 mm, Rim 887 mm, Marseilles 583 mm, Palermo 747 mm, Atena 397 mm, Jeruzalem 658 mm, Valparaiso 487 mm, Sacramento 472 mm i Perth 915 mm. Važno je da postoje velike razlike između minimalne i maksimalne srednje mjesečne količine padalina (Sacramento 0 i 97 mm, Perth 9 i 176 mm, Palermo

7 i 132 mm, Jeruzalem 0 i 165 mm). (Zato neki klimatolozi krajeve s vrućom sredozemnom klimom nazivaju subhumidnima, jer ljetni dio godine doista nije vlažan.)

Osim utjecaja opće cirkulacije atmosfere, osim utjecaja migracije suptropskoga visokog tlaka i pojasa zonalnih zapadnih vjetrova, u širem području Sredozemnog mora osjeća se jak modifikatorski utjecaj jedne geografske činjenice, osjeća se utjecaj postojanja Sredozemnog mora. Njegove dimenzije (2 970 000 km^2) dovoljno su velike da u toplom dijelu godine akumulirana toplina te vodena para koju upija zrak što prelazi preko njega, znatno modificiraju (labiliziraju zimi) zračne mase koje prelaze preko njega. Bitna je činjenica da svojim geografskim položajem jugozapadno od euroazijske kopnene mase Sredozemlje ima zimi naglašeno kontrastna termička svojstva u odnosu prema spomenutoj kopnenoj masi. Taj je kontrast tako izrazit da u području Sredozemnog mora nastaje mediteranska fronta (dio polarne fronte). Mediteran postaje intenzivno, i za taj dio svijeta vrlo važno ciklogenetsko područje. Neke ciklone dolaze s Atlantskog oceana, a druge nastaju u samom Sredozemlju. Pritom ključno značenje imaju Alpe (sl. 326.). Prodori polarnog i arktičkog zraka zastanu pred Alpama, hladni se zrak »kanalizira« dolinom Rhône u zapadno Sredozemlje (mistral) i Panonskim bazenom na Jadransko more (bura) i Padsku nizinu. Česta je i druga mogućnost, a ta je da kontinentski polarni i arktički zrak (cA ili cP) prodire sa sjeveroistoka, nailazi na iste planinske barijere, pa su posljedice u biti iste. Tako ciklone najčešće nastaju u širem području Đenovskog zaljeva (tzv. đenovska ciklona ili bi možda ispravnije bilo reći đenovski minimum). Slični termički i cirkulacijski uvjeti postoje i u istočnom Sredozemlju, gdje se razvije još jedno ciklogenetsko područje, tzv. ciparska ciklona (ili ciparski minimum). (Za njegov postanak važno je pružanje gorja Taurus u Turskoj, koje ima funkciju sličnu Alpama na zapadu.) Osim toga, ciklone koje dospiju do Crnog mora nad njim se ponovno prodube, što je važno za vremensko stanje u bazenu Crnog mora.

Takva komplicirana raspodjela tlaka nad relativno malenim područjem uzrokuje vrlo kompleksno strujanje zraka. Ipak, u sjevernom dijelu Sredozemlja zimi preteže sjeverno strujanje (mistral u južnoj Francuskoj, bura na istočnom primorju Jadrana i na istočnoj obali Crnog mora itd.), a u južnom Sredozemlju u smjeru vjetra preteže zapadna i južna komponenta, tj. nad Sredozemno more dolazi zrak iz suhe i zimi tople Sahare. U toplom dijelu godine uvjeti za postanak ciklona sve su nepovoljniji, što ne znači da se one ne mogu pojaviti i ljeti. Ljeti preteže relativno slabo, ali stalno sjeverozapadno strujanje (posljedica slabljenja tlaka nad sjevernom Afrikom i Euroazijom) koje donekle modificiraju manji morski bazeni i planine oko njih (npr. Jadransko i Egejsko more). Zanimljivo je strujanje na Pirenejskom poluotoku. On se ljeti (sl. 246.) jako zagrije pa nad njim nastaje termička depresija prema kojoj struji zrak sa svih strana, s Atlantskog oceana i Sredozemnog mora. Usprkos toj konvergenciji strujanja, kiše nema jer je to strujanje ograničeno na donju troposferu, a na većoj visini preteže supsidencija. S približavanjem obali sjeverne Afrike, vjetar sve više skreće na jug, gdje se nalazi golemo polje niskog tlaka nad Saharom; u tim vjetrovima čini se da se nazire sjeveroistočni pasat.

Već smo rekli da u ljetnim mjesecima naglo slabi ciklogeneza na Mediteranu. S jedne strane to je posljedica opće raspodjele tlaka, a s druge strane je isto tako važno i diferencirano zagrijavanje zraka i mora. Taj je proces tako važan za Sredozemlje (pa time i za Jadransko more) da je potrebno malo detaljnije osvrnuti se na to. Na sl. 327. prikazana je razlika između temperature zraka i temperature površine mora u tijeku godine kod Barcelone. Koliko je poznato, to ne vrijedi samo za spomenuti dio Mediterana, nego je više ili manje tako na cijelom Sredozemnom moru. Odnos temperature površine morske vode i zraka iznad nje ima golemo značenje za transformaciju zračnih masa. Stabilnost ili labilnost zračne mase nad morskim prostranstvima ovisi o odnosu temperature donjih slojeva zraka i o temperaturi površine mora. Od ožujka do kolovoza zrak je topliji od vode (ili obratno, voda je hladnija od zraka), a od rujna do veljače voda je toplija od zraka. Prema tome, od rujna do veljače zrak će se zagrijavati od podloge, od vode, labilizirat će se. U takvim uvjetima vjetar s mora djeluje kao topao vjetar. Suprotno tome, od ožujka do kolovoza zrak se više zagrije nego voda, pa će voda hladiti donje



Sl. 327. Razlika između temperature zraka (Tz) i temperature vode (Tv) na obali Sredozemnog mora kod Barcelone, Španjolska (J. Gassiot; izvor: H. E. Landsberg, 1958.)

slojeve zraka, stabilizirat će ih. Vjetar koji puše s mora na kopno djeluje rashlađujuće. Pri opisanoj vertikalnoj raspodjeli temperature u toplom dijelu godine nema uvjeta za razvoj konvekcije, a zimi je ona moguća. Konvekcija je moguća i ljeti, ali samo onda kad na Mediteran prodre hladniji zrak (mP zračne mase sa sjevernog Atlantika) nego što je temperatura vode. Tako nastaju ljetne konvekcijske nepogode. (Slični su uvjeti utvrđeni pred obalom Californije i u drugim dijelovima svijeta.)

Mediteran je kolijevka svjetskog pomorstva, a kako su jedrenjaci tek nedavno definitivno nestali sa svjetskih mora, poznavanje smjera, jačine i doba kad se pojavljuje neki vjetar bili su životno važni problemi na svakom moru, posebno na Sredozemlju. Da je to doista tako, vidi se i po tomu što u Sredozemlju postoji velik broj naziva za sve moguće smjerove vjetrova. Najveći broj vjetrova u Sredozemlju povezan je uz sekundarnu cirkulaciju, tj. uz strujanje u ciklonama i anticiklonama. U genetskom smislu većina tih vjetrova može se grupirati u dvije osnovne skupine. Jedna su vjetrovi koji pušu u toplom sektoru ciklona, vjetrovi kod kojih preteže južna komponenta (široko, jugo itd.), a druga su vjetrovi koji pušu nakon prolaza hladne fronte, vjetrovi kod kojih preteže sjeverna komponenta (bura, vardarac, mistral, tramontana itd.).

Skupina vjetrova koja je genetski povezana s anticiklonskom cirkulacijom u najvećim dimenzijama, tj. koja je povezana s postojanjem anticiklone na zapadu u toplom dijelu godine, zove se *etezija*[130]. Etezija je vjetar iz sjevernoga kvadranta koji puše od svibnja do listopada u istočnom Sredozemlju. U Jonskom je moru to sjeverozapadni vjetar, u sjevernom dijelu Egejskog mora je sjeveroistočnjak, u srednjem dijelu Egejskog mora je sjevernjak, u južnom dijelu Egejskog mora i istočno od Krete je sjeverozapadnjak ili zapadnjak, a puše prema Bliskom istoku (zapadnjak) i Egiptu (kamo dolazi kao sjeverni vjetar). Etezija je suh i vrlo postojan vjetar; zato na mnogim grčkim otocima sade guste nizove čempresa da se zaštite voćnjaci. Nepostojanje šume u višim dijelovima mnogih grčkih otoka pripisuje se utjecaju etezije. U klimatološkoj literaturi sve se više proširuje pojam etezije na opće strujanje između grebena azorske anticiklone koji prodire u europsko kopno sa zapada i polja niskog tlaka nad sjevernom Afrikom i jugozapadnom i južnom Azijom. Detaljnja istraživanja L. N. Karapiperisa (1954.) pokazala su da postanak etezije nije jednostavan, pa je on utvrdio šest tipova etezije, odnosno šest tipova sinoptičkih situacija koje potiču postanak etezije. Utvrdio je da etezija može puhati u vezi s prodorom cT, cP i mP zračnih masa. »Klasičan« tip etezije, koja nastaje kad je istočni Mediteran pod utjecajem polja niskog tlaka u jugozapadnoj Aziji, a zapadni Mediteran i dio Europe sjeverno od njega pod utjecajem grebena azorske anticiklone, čini samo 29,9% istraženih slučajeva, a svi ostali tipovi etezije nastaju pri drukčijoj, uglavnom kompliciranijoj raspodjeli tlaka.

Bit će korisno prikazati čestinu jakog i olujnog vjetra u Mediteranu. U Sredozemlju, važnom svjetskom pomorskom putu, korisno je poznavati njegove dijelove gdje se češće pojavljuju jaki i olujni vjetrovi (sl. 328.). Osim velike sezonske varijacije jakih i olujnih vjetrova (mala čestina ljeti, mnogo veća zimi) interesantno je promotriti i prostornu raspodjelu čestine tih vjetrova. Odmah se vidi da čestina jakih vjetrova raste prema sjeveru gdje se – zbog raspodjele kopna i mora – mogu uočiti tri centra s pojačanom jakom vjetrovitošću. To su sjeverni dio Egejskog mora, sjeverni dio Jadranskog mora te Đenovski i Lionski zaljev do Katalonije. Iz toga se može zaključiti da jaki vjetrovi pušu najčešće na sjeveru Mediterana.

U biti je slična i raspodjela čestine pojave olujnog vjetra (sl. 328., dolje), samo su regionalne razlike još veće; olujni se vjetrovi najčešće pojavljuju u hladnom dijelu godine. Jasno se ističe izvanredna vjetrovitost mora od Katalonije do Đenovskog zaljeva, a ostali se dijelovi Mediterana ne mogu usporediti s njima. U svakom dijelu Mediterana, od Libije do Jadranskog mora, i od Libije i Egipta do Egejskog mora, te od obale Magreba do Lionskog zaljeva raste čestina olujnih vjetrova od juga prema sjeveru. U Sredozemlju kao cjelini čestina olujnih vjetrova opada od zapada prema istoku. Nije teško pronaći uzrok takvoj njihovoj raspodjeli. To su termički kontrasti između zimi toplog Sredozemnog mora i hladna kopna sjeverno od njega, odnosno od Sredozemlja hladnijeg sjevernog Atlantika odakle dolaze prodori maritimnih polarnih i arktičkih zračnih masa. Lokalni faktori, odnosno reljefna ili kopnena suženja ili visoke planine neposredno uz obalu, uzroci su povećanja čestine olujnih vjetrova između Krete i Peloponeza, između Sicilije i Calabrije, Sardinije i Tunisa. Velika čestina olujnih vjetrova u sjevernom dijelu zapadnog Mediterana u vezi je s puhanjem mistrala. Većina olujnih vjetrova u sjevernom Jadranu zapravo je bura, a u južnom Jadranu jugo. Na oko 43° N olujne vjetrove podjednako čine bura i jugo. Na talijanskoj obali južno od Ancone olujna bura puše sa sjevera ili čak sa sjeverozapada. Ako se frontalna ploha nalazi negdje u

[130] grč. *etesiai* – godišnji vjetrovi (od etos – godina); bili su vrlo važni u doba jedrenjaka

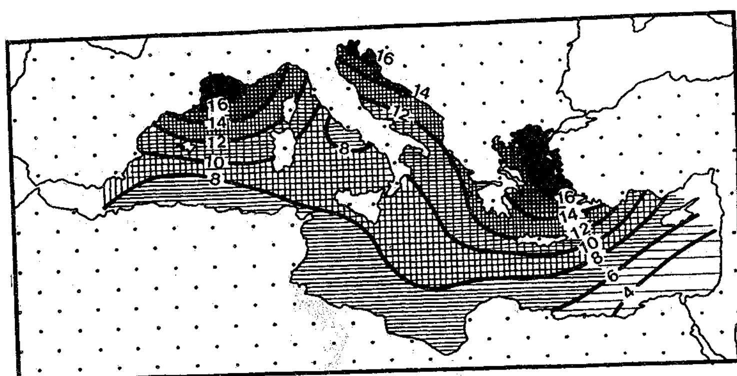
srednjem Jadranu, a pruža se okomito na longitudinalnu os Jadranskog mora, onda može istodobno puhati olujna bura na sjevernom Jadranu, a olujno jugo na južnom Jadranu.

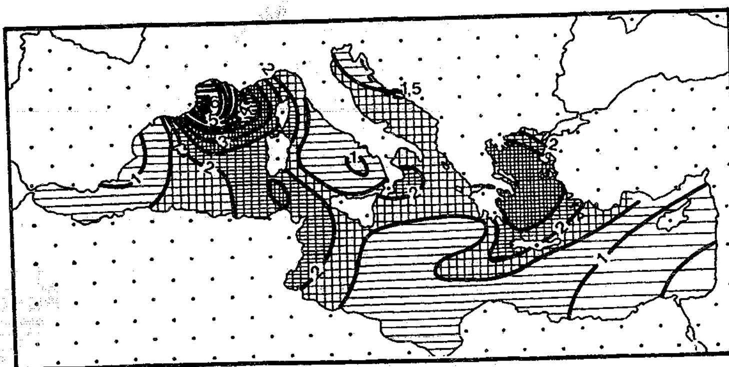
Sredozemlje je za ovaj dio svijeta, važno ciklogenetsko područje, a posljedice ciklogeneze toliko su važne da ih treba razmotriti malo detaljnije. Po postanku, ciklone u Mediteranu mogu se grupirati u dvije skupine: one koje u mediteranski prostor dolaze iz susjednih područja, prije svega s Atlantskog oceana, i one koje nastaju u Sredozemlju. Budući da se ciklone ne gibaju kaotično, moguće je utvrditi putanje kojima se giba većina njih (sl. 329.), bez obzira na manja odstupanja. Već znamo da one nastoje ostati nad morem, najčešće prelaze preko nižih reljefnih barijera i suženja između planinskih sistema. Ciklone koje ulaze u Mediteran izvana atlantske su ciklone koje ulaze u zapadni Mediteran između Alpa i Pireneja (3) ili kroz Gibraltarska vrata (4); prosječno godišnje, dakle, dođe sedam takvih ciklona, a to čini 9% od svih ciklona koje se pojavljuju u mediteranskom prostoru. Najveći dio ciklona koje nastaju na Mediteranu zavjetrinske su i valne ciklone (koje često svoj razvoj započinju kao zavjetrinske depresije). Prosječno ih godišnje nastane 69, a to čini 91% svih ciklona koje prijeđu preko Mediterana. Budući da uvjeti za postanak nisu svagdje jednaki, postoje dobro definirana područja gdje one najčešće nastaju. To su:

a) pojas od Balearskih otoka preko Lionskog i Đenovskog zaljeva te Padske nizine sve do sjevernog Jadrana. Većina ih nastaje u Đenovskom zaljevu, pa je zato općenito usvojen naziv za njih »đenovska ciklona« ili, kako smo prije objasnili, bolje bi bilo reći »đenovski minimum«. Tu prosječno godišnje nastaju 52 ciklone, a to je 69% mediteranskih ciklona.

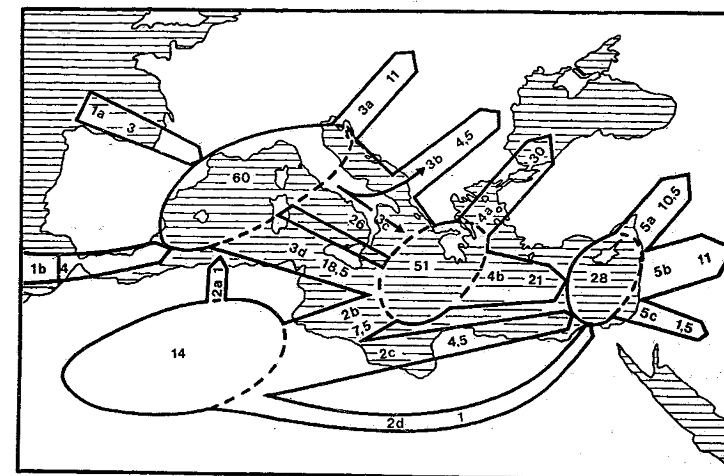
b) Područje južno od Atlasa; za nj se ustalio naziv »saharska ciklona« ili »saharski minimum«. Ciklone tu najčešće nastaju u proljeće. Prosječno ih godišnje nastaje 14, a to čini 18% svih mediteranskih ciklona.

c) Srednji i istočni Mediteran. Posve novih ciklona ovdje nastaje malo (godišnje 3 ili 4% od svih mediteranskih ciklona), ali se zato tu prodube mnoge stare ili plitke ciklone koje dođu sa zapada. To se produbljivanje najčešće pojavljuje u širem području oko Cipra, pa se govori o »ciparskoj cikloni« ili »ciparskom minimumu«. U srednjem Mediteranu one nastaju pretežno u zimskim mjesecima, a u





Sl. 328. Srednja godišnja relativna čestina jakog vjetra (6 bofora; gore) i olujnog vjetra (8 bofora; dolje) (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)



Sl. 329. Putanje ciklona (1a, 1b itd.) u širem području Sredozemlja; arapskim je brojevima označena prosječna godišnja čestina u razdoblju 1926.–1939. i 1945.–1952. god. (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

istočnom Mediteranu se najčešće pojavljuju ujesen i u proljeće.

Budući da je Mediteran relativno velik i da postoje termički kontrasti između mora i susjednoga kopna, malokada se dogodi da nad cijelim Mediteranom nema ciklone. To osobito vrijedi za hladni dio godine. Tako u razdoblju od 1926. do 1935. god. prosječno godišnje samo 25 dana nije bilo ni jedne ciklone nad Mediteranom, i to u srpnju 5 dana, u kolovozu 7,5 dana, a u siječnju i prosincu samo 0,5 dana. Samo jednom u spomenutu razdoblju 19 dana za redom u rujnu i 19 dana u kolovozu nad čitavim Mediteranom nije bilo ciklona. Prema tome, Mediteran u cjelini nije tako »mirno« more kako bi se u prvi čas pomislilo. Ali, ipak treba istaknuti da u pojedinim područjima, osobito na istoku, mirna »besciklonska« razdoblja nerijetko mogu potrajati mnogo duže od 19 dana.

U ovom kontekstu bit će korisno opisati putanje ciklona u širem mediteranskom području (sl. 329.).

Putanje 1. Ciklone dolaze s Atlantika:

1a – preko Biskajskog zaljeva (prosječno 3 ciklone godišnje; to bi bila van Bebberova putanja Va);

1b – kroz Gibraltarska vrata (4 ciklone godišnje).

Putanje 2. Putanje saharskih ciklona koje nastaju u zavjetrini Atlasa (14 ciklona godišnje);

2a – samo jedna krene na sjever preko prolaza Biskra u zapadni Mediteran;

2b – mnogo ih više kreće na sjeveroistok preko južnog Tunisa ili zaljeva Sidra u srednji Mediteran (7,5 godišnje);

2c – uz obalu Libije prema Cipru prolazi godišnje prosječno 4,5 ciklona;

2d – vrlo rijetko ciklone prelaze preko pustinje da bi zatim skrenule prema Cipru (1 godišnje).

Putanje 3. Iz zapadnomediteranskog ciklogenetskog područja gdje godišnje nastaje prosječno 60 ciklona one se gibaju u više smjerova:

3a – iz Đenovskog zaljeva prema sjeveroistoku preko Padske nizine i sjevernog Jadrana u Panonsku zavalu (11 godišnje; to je van Bebberova putanja Vb);

3b – iz Đenovskog zaljeva preko Padske nizine do južnog Jadrana, a tada na sjeveroistok prema Ukrajini (4,5 godišnje; van Bebberova putanja Vc);

3c – iz Đenovskog zaljeva preko Ligurskog i Tirenskog mora do srednjeg Mediterana prođe 26 ciklona (van Bebberova putanja Vd);

3d – od Balearskih otoka prema jugoistoku do srednjeg Mediterana giba se 18,5 ciklona godišnje.

Putanje 4. Iz srednjeg Mediterana godišnje prosječno 51 ciklona giba se u dva smjera:

4a – prema sjeveroistoku u Crno more (30);

4b – prema istoku, odnosno Cipru (21).

Putanje 5. I konačno, najistočnije, iz ciparskog minimuma, gdje nastaje, ili se produbi ili dotle dođe ukupno 28 ciklona, 23 se gibaju dalje na istok;

5a – prema sjeveroistoku (10,5 ciklona);

5b – prema istoku (11 ciklona);

5c – prema jugoistoku (1,5 ciklona godišnje).

Ovo je specijalna klasifikacija putanja samo za Sredozemlje i ne podudara se potpuno s van Bebberovom klasifikacijom putanja. Treba posebno istaknuti činjenicu da jedna ciklona može putovati raznim kombinacijama, odnosno raznim putanjama. Tako npr. putanje 1a, 1b i 2a mogu se kombinirati s putanjama 3a i 3d itd.

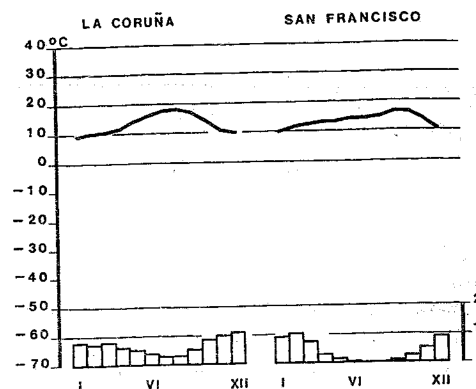
Ciklone ne slijede točno te opisane putanje. Brojne ciklone »tumaraju« po tom prostoru, često

mijenjaju smjer, koji se ne može strogo svrstati ni u jednu od spomenutih putanja, čine petlje ili se čak gibaju retrogradno, suprotno prosječnom smjeru gibanja. Smatra se da oko 50% ciklona slijedi određene putanje, a drugih 50% to ne čini. Primjera retrogradnoga gibanja ciklona najviše ima na zapadu.

Prirodni biljni pokrov znatno se razlikuje u pojedinim krajevima; to ovisi o količini padalina, trajanju suhoga perioda, ekspoziciji, nadmorskoj visini i vrsti tla, odnosno propusnosti podloge uopće (vapnenac ili druge stijene). Za vlažnije, nešto više i svježije krajeve karakteristična je svijetla šuma, a za padine i krajeve bliže naseljima šikara (makija i čaparal). U dolinama su česte parkovske šume, travne i kserofitne zajednice. Sve su vrste prilagođene ljetnoj suši. Pod dugotrajnim utjecajem čovjeka prirodna se vegetacija rijetko gdje očuvala (izuzetak su nepristupačne planine). Grožđe, maslina i južno voće su važni (više u prošlosti nego danas) proizvodi mediteranske ekonomije.

2.2.3.2.2. KLIMA Csb, SREDOZEMNA KLIMA SA SUHIM TOPLIM LJETOM. To je modificirana, nešto hladnija i vlažnija klima *Csa*. Područja s klimom *Csb* su malena. Pod njezinim su utjecajem najveći dio pacifičke obale SAD-a (sl. 318.) sjeverno od Los Angelesa (osim krajnjega sjeverozapadnog dijela države Washington) sve do 47. paralele, jugoistočni dio otoka Vancouver u Kanadi i suprotna obala Britanske Kolumbije, zatim sjeverozapadni dio Pirenejskog poluotoka, obala Čilea između 33. i 39. paralele, šira okolica Capetowna, najjugozapadniji dio Australije, područje zapadno i južno od Adelaidea (Victoria, Južna Australija) te dijelovi s klimom *Csb* u planinama Azije (istočno od Sirije).

Zime su nešto svježije, a ljeta nisu tako topla kao u krajevima s klimom *Csa* (sl. 330.), tj. srednja temperatura najtoplijeg mjeseca niža je od 22 °C, a najčešće iznosi 16-20 °C (La Coruña 18 °C, Seattle u Washingtonu 17 °C, Portland u Oregonu 19,8 °C, San Francisco 16,6 °C, Los Angeles 21 °C, Valparaiso 18 °C, Albany u Australiji 19 °C, Capetown 22 °C). Dnevne amplitude ljetnih mjeseci iznose 12-17 °C, što je posljedica vedrina. Srednja temperatura najhladnijeg mjeseca iznosi između 4 °C i 13 °C. Najveći dio krajeva s klimom *Csb* nalazi se uz obale mora, pa ima samo nekoliko slučajeva (u unutrašnjosti Azije) da je srednja temperatura najhladnijeg mjeseca oko 0 °C (La Coruña 9,5 °C, Seattle 4 °C, Portland 4 °C, San Francisco 9,8 °C, Los Angeles 12 °C, Valparaiso 11,8 °C, Albany 12 °C, Capetown 12 °C). Zimske dnevne amplitude iznose uglavnom 7–10 °C, rijetko 12 °C, što je manje od ljetnih amplituda. Jak maritimni utjecaj očituje se u malenoj godišnjoj amplitudi, najčešće 5–



Sl. 330. Godišnji hod temperature i padalina u španjolskom gradu La Coruña i u San Franciscu, gradovima s klimom Csb

–15 °C (Seatle 15,8 °C, La Coruña 8,5 °C, San Francisco 6,8 °C, Los Angeles 9 °C, Valparaiso 6,2 °C, Albany 7 °C, Capetown 9 °C), što je manje od godišnje amplitude u krajevima s klimom *Csa* (to je posljedica niže temperature najtoplijeg mjeseca).

Količina i godišnji hod padalina slični su kao i kod klime *Csa*. Godišnje padaline u većini slučajeva rastu s porastom geografske širine (Los Angeles 387 mm, Seattle 864 mm, La Coruña 793 mm), a postoje i znatne razlike u količini padalina najsušeg i najkišovitijeg mjeseca (La Coruña 28 i 110 mm, Valparaiso 0 i 130 mm, Albany 16 i 134 mm, Seattle 16 i 139 mm, San Francisco 1 i 104 mm, Los Angeles 0,2 i 84 mm).

Takav godišnji hod padalina posljedica je smjene utjecaja suptropskih anticiklona (kraće vrijeme nego u klimi *Csa*) i glavnih zapadnih vjetrova (duže nego u klimi *Csa*). Karakteristika su obalnih krajeva s klimom *Csb* česte magle (u toplijem dijelu godine!) kao posljedica djelovanja hladnih morskih struja. To osobito vrijedi za pacifičku obalu SAD-a.

Kratkotrajniji i ne tako izrazit suhi period (niže ljetne temperature) povoljno djeluje na razvoj biljnog pokrova, pa je on bujniji nego u krajevima s klimom *Csa*. U sušim krajevima uspijevaju biljke karakteristične za čaparal, travne zajednice s izrazitim semiaridnim osobinama, a u vlažnijim i svježijim krajevima raste šuma (šuma eukaliptusa u Australiji, mamutovac u SAD-u).

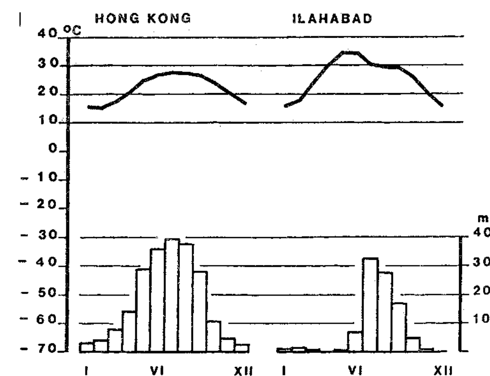
2.2.3.3. **KLIME Cw, TOPLE KLIME SA SUHOM ZIMOM ILI SINIJSKE KLIME.** Sinijske[131] su klime umjereno tople kišne klime pod čijim se utjecajem nalazi 11,3 mil. km^2 kopna i 1,4 mil. km^2

[131] srednjovjekovni lat. *Sinna* – Kina

mora a to ukupno iznosi 12,7 mil. km^2, odnosno 2,5% površine Zemlje. Bitna je karakteristika sinijskih klima koncentracija padalina u toplom dijelu godine, a zima je suha. Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca kriterij je za daljnje diferenciranje te klime, pa postoje klime *Cwa* i *Cwb*.

2.2.3.3.1. KLIMA Cwa, SINIJSKA KLIMA S VRUĆIM LJETOM. Klima *Cwa* je najtoplija od svih klima razreda *C*. Najveći dio područja s klimom *Cwa* nalazi se između paralela 30° N i 30° S (sl. 318.). Pod njezinim se utjecajem nalazi unutrašnja i južna Kina te poluotok Shantung, južna Koreja, sjeverna Burma, Laos, sjeverni Vijetnam, dolina Gangesa. Na afričkom kontinentu klimu *Cwa* ima pojas 10–17° S, a to su južna Angola, Zambija, Malavi, Tanzanija, nekoliko manjih izoliranih područja u istočnoj Africi sve do Etiopije te dio Madagaskara. U Južnoj Americi opkoljava područje s klimom A, a nastavlja se, uz prekide, u Srednju Ameriku. Područja s klimom Cwa ljeti zahvati intertropska konvergencija s obilnim kišama. Zimi se povlači (»za suncem«), a na njezino mjesto dođe pojas suptropskoga visokog tlaka, pa se i količina padalina bitno smanji. U Aziji dominantno značenje ima smjena monsuna.

Karakteristična su za klimu *Cwa* vruća ljeta (sl. 331.). Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca ≥ 22 °C (Hong Kong 27,9 °C, Ilahabad 34,2 °C, Asunción 26,9 °C). Najčešće je najtopliji mjesec neposredno prije nastupa kišnog perioda. Vrlo visoka relativna vlaga zajedno s visokom temperaturom uzrok je što se ta klima – osobito u nizinama – u ljetnim mjesecima teško podnosi, a i noćno zahlađenje je slabo. Kiša početkom jeseni prestaje i tada nastupa najugodniji dio godine (srednja temperatura najhladnijeg mjeseca iznosi: Ilahabad 15,8 °C, Hong Kong



Sl. 331. Godišnji hod temperature i padalina u Hong Kongu i Ilahabadu (Indija), mjestima s klimom Cwa

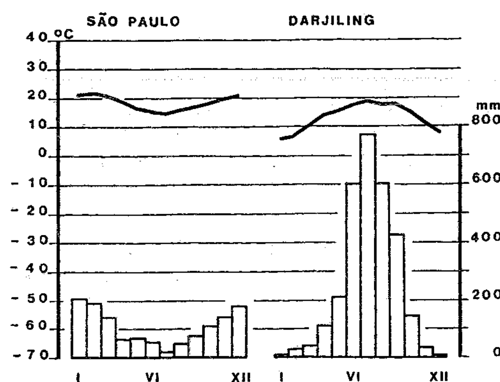
15,2 °C, Asunción 17 °C), iako noću može biti i relativno svježe. Himalaja i Tibet zaštićuju Indiju, pa je zimski vjetar (monsun) vrlo slab. Sasvim je drukčije u Kini, koja nije zaštićena od prodora cP zraka što zahvati i Hong Kong. To se ogleda i u godišnjim amplitudama temperature, koje u sjevernoj i srednjoj Kini iznose oko 20 °C, u Indiji 15 °C, u Južnoj Americi 10 °C, a najmanje u Africi, oko 7 °C.

Količina padalina prostorno znatno varira (Ilahabad 971 mm, Hong Kong 2 180 mm, Asunción 1 316 mm), a karakteristična je izrazita sezonska raspodjela, tj. postoji velika razlika između najsušnijeg i najkišovitijeg mjeseca, a to je osobito naglašeno u krajevima pod utjecajem monsuna (Ilahabad 4 i 327 mm, Hong Kong 33 i 395 mm, Asunción 38 i 154 mm). U Indiji najmanje kiše ima travanj, a najviše srpanj i kolovoz; u zimskim mjesecima ima povremenih kiša koje donose slabe ciklone s polarne fronte. Razlike u sezonskoj raspodjeli smanjuju se u unutrašnjosti Kine, jer određenu količinu padalina donose slabe ciklone koje dolaze sa zapada ili nastaju u zavjetrini Tibeta, pa je zimi prilično velika naoblaka. U kišovitijim dijelovima Indije i Kine kiša od sredine lipnja do sredine srpnja pada vrlo često, a od sredine srpnja dalje sve su češći povremeni kraći prekidi s vedrim vremenom. Takvi su prekidi osobito važni za agrarnu proizvodnju srednje i sjeverne Kine i doline Gangesa, odnosno za gospodarstvo svih relativno suših krajeva. Takvi prekidi uzrokuju suše, a s druge strane novi val kiše poslije takva prekida često prouzroči silne poplave. Slično je i u krajevima s klimom *Cwa* u Južnoj Americi. U južnoj je Africi količina kiše manja, ali to ne uzrokuje sušu, jer su temperature – zbog veće nadmorske visine tih krajeva – niže.

Prirodni biljni pokrov vezan uz klimu *Cwa* uglavnom su šume i travne zajednice. Šumovita savana preteže u Indiji i u Africi, a travna savana u Južnoj Americi. Biljni pokrov znatno je izmijenjen utjecajem čovjeka.

2.2.3.3.2. KLIMA Cwb, SINIJSKA KLIMA S TOPLIM LJETOM. Sinijska klima s toplim ljetom nalazi se u područjima na polarnoj strani klime *Cwa* ili pak na većim nadmorskim visinama, u području s klimom *Cwa*. U Kini, Indiji i Burmi klimu *Cwb* ima područje između Tibeta i krajeva s klimom *Cwa*. Klimu *Cwb* imaju neki dijelovi Etiopije (Addis Ababa), viši dijelovi Madagaskara, znatan dio Anda, malen dio visoravni Meksika.

Zbog velike nadmorske visine, srednja godišnja – i sve ostale temperature – niže su nego u klimi *Cwa*. Najtopliji je mjesec u kišnom razdoblju u do-



Sl. 332. Godišnji hod temperature i padalina u São Paulu, Brazil, i Darjilingu, Indija; gradovi s klimom Cwb

ba najvišeg položaja sunca (Darjiling 17,7 °C, Addis Ababa 17 °C, México 19 °C, São Paulo 21,5 °C, Pretoria 21,2 °C), tj. uvijek je niža od 22 °C. Srednja temperatura najhladnijeg mjeseca iznosi; Darjiling 6,3 °C, Addis Ababa 14 °C, México 12 °C, São Paulo 14,7 °C, Pretoria 10,2 °C (sl. 332.). Razlika prema klimi *Cwa* uglavnom je u tome što su ljetne temperature bitno niže, a kod zimskih temperatura nema veće razlike. Zato su godišnje amplitude u krajevima s klimom *Cwb* znatno manje nego u klimi *Cwa* (Darjiling 11,4 °C, Addis Ababa 3 °C, México 7 °C, São Paulo 6,8 °C, Pretoria 11 °C).

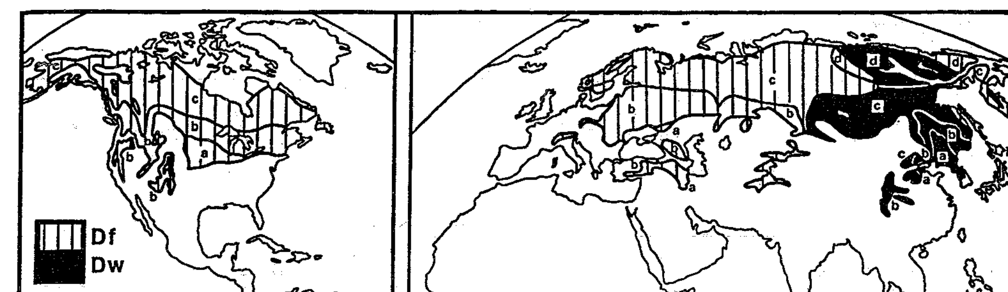
Godišnji hod padalina sličan je kao i u klimi *Cwa*, ali je godišnja količina padalina manja (prosječno 650–900 mm). Veća je samo u mjestima izloženima utjecaju monsuna, ali je bitan i orografski efekt (Addis Ababa 1 237 mm, Darjiling 2 996 mm). Razlika između najsušeg i najkišovitijeg mjeseca vrlo je velika; najkišovitiji mjesec ponegdje ima čak i ≥ 10 puta više kiše od najsušega zimskog mjeseca.

Biljni pokrov sličan je kao u krajevima s klimom *Cwa*, samo što se opaža tendencija povećanja udjela travnih zajednica.

2.2.4. KLIME D, BOREALNE ILI SNJEŽNO-ŠUMSKE KLIME

Svi krajevi u kojima je srednja temperatura zraka najhladnijeg mjeseca jednaka ili niža od –3 °C, a srednja temperatura najtoplijeg mjeseca je > 10 °C, pripadaju razredu borealnih ili snježno-šumskih klima. Bitna karakteristika klima *D* jesu duge i hladne zime, jer ljeta – iako su uglavnom kratka – mogu biti sasvim topla ili čak i vruća. Postoji, dakle izrazita smjena godišnjih doba. Budući da klime *D* obuhvaćaju krajeve s vrlo različitim geografskim širinama, trajanje zime i ljeta, odnosno zimske hladnoće i ljetne vrućine, vrlo je različito. Osim geografske širine, na to bitno utječe i kontinentalnost krajeva, tj. njihova udaljenost od obala svjetskog mora. Prirodno, ljeta su duža i toplija na ekvatorskoj strani, a zime su hladnije na polarnoj strani i u dubini kontinenata. Borealne se klime nalaze između snježnih klima (klime *E*) na sjeveru, te umjereno toplih kišnih klima (klime *C*) i suhih klima (klime *B*) na jugu. Nedostatak kopna na južnoj hemisferi u visokim geografskim širinama uzrok je što klime *D* ne postoje na južnoj hemisferi; one postoje samo na sjevernoj hemisferi. Borealne se klime, zbog geografskog položaja i svojih karakteristika (velike amplitude, malena količina padalina, hladne zime) nazivaju i »kontinentskim klimama«: Pod njihovim se utjecajem nalazi 31,7 mil. km^2 kopna i samo 6 mil. km^2 mora, a to ukupno iznosi 37,7 mil. km^2 ili 7,3% površine Zemlje. Klime *D* imaju dijelovi Sjeverne Amerike i sjeverna Euroazija (sl. 333.), a općenito se može reći da se područje klima *D* proširuje prema istočnoj obali kontinenata, a suzuje prema zapadnoj obali. To se manje primijeti u Sjevernoj Americi, gdje barijera Kordiljera svodi utjecaj Tihog oceana na uski primorski pojas, pa se maritimne osobine klime brzo gube. Područja s klimama *D* nalaze se između 28° i 74° N, tj. obuhvaćaju 46° širine. Južnije od 40° u Sjevernoj Americi i južnije od 50° u Euroaziji klime *D* ima samo u visokim planinama, pa su ta područja izolirana od glavnog prostora klima *D* na sjeveru.

Najveći dio godišnjih padalina otpada na ljeto. Naglo i jako zagrijavanje podloge uzrok je labilizacije zraka i općeg slabljenja termički prouzročenoga visokog tlaka koji preteže u hladnom dijelu godine. Tako u toplom dijelu godine postoji mogućnost transporta vlage s okolnih mora duboko u kontinente. Kiše padaju pretežno iz lokalnih konvekcijskih sistema na hladnim frontama, pa nerijetko nanose velike štete. Varijabilnost padalina je znatna, osobito u području koje graniči s klimama *B*. Godišnje padne oko 250 mm padalina u sušnim krajevima i do 1 000 mm na kontaktu s klimom *Cfa*. Za klime *D* bitan je važan utjecaj snježnog pokrivača koji se na tlu održi i po nekoliko mjeseci. Svojim visokim albedom snijeg utječe na stvaranje hladnih anticiklona, ali kao dobar izolator zaštićuje tlo od vrlo hladnog zraka iznad snijega. Bez snježnog pokrivača tlo bi se zaledilo do mnogo većih dubina nego što se to uistinu događa. Debljina snijega smanjuje se prema unutrašnjosti kontinenata (jer hladan zrak sadržava malo vodene pare).



Sl. 333. Geografska raspodjela krajeva s klimama D, borealnim ili snježno-šumskim klimama

Godišnji hod padalina je kriterij za određivanje klimatskih tipova; na toj osnovi postoje dva tipa klima *D*:

Klime *Df*, vlažne borealne klime u kojima su padaline raspodijeljene tako da nema suhog razdoblja. Može se reći da su padaline prilično ravnomjerno raspodijeljene cijele godine;

Klime *Dw*, suhe borealne klime u kojima su padaline neravnomjerno raspodijeljene, pa postoji izraziti suhi zimski period. U najkišovitijem ljetnom mjesecu padne 10 i više puta kiše nego padalina u najsušem mjesecu.

Još preciznija diferencijacija klima *D* načini se dodavanjem slova *a, b, c* i *d*, kojima se označuje temperatura, pa postoje sljedeće vlažne borealne klime: *Dfa, Dfb, Dfc* i *Dfd*, odnosno suhe borealne klime: *Dwa, Dwb, Dwc* i *Dwd*.

2.2.4.1. KLIME Df, VLAŽNE BOREALNE KLIME.

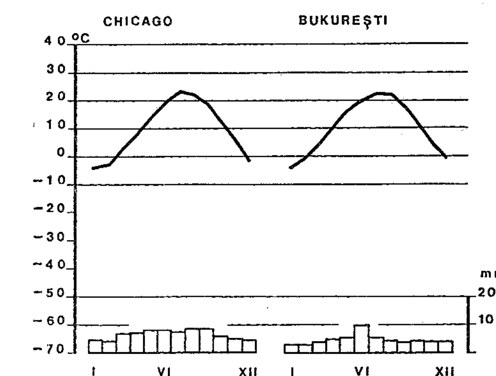
Vlažnu borealnu klimu ima 24,5 mil. km^2 kopna, a samo 5,3 mil. km^2 vodenih površina, odnosno ukupno 29,8 mil. km^2 ili 5,8% površine Zemlje. Klimu *Df* ima Aljaska, Kanada i najsjeverniji dio SAD-a, a u Euroaziji pojas od Skandinavije i istočne Europe – uz veći prekid – do Kamčatke i sjevernog Japana.

2.2.4.1.1. KLIMA Dfa, VLAŽNA BOREALNA KLIMA S VRUĆIM LJETOM.

Najveće područje klime *Dfa* nalazi se u Sjevernoj Americi, između jezera Erie na istoku i 100. meridijana u Južnoj Dakoti i Kansasu na zapadu. Mnogo je manje područje u zapadnome Massachusettsu, sjevernom Connecticutu i dijelu zapadnog New Yorka, zatim u Sierra Nevadi i Kaskadskom gorju. Klimu *Dfa* ima znatan dio Donjeckog bazena, uski pojas u južnoj Rumunjskoj, uključujući Bucureşti, te niži dijelovi Hindu Kusha, Pamira, Karakoruma i Tien Shana, zatim dijelovi Atlasa, Er Rifa, gotovo polovica otoka Honshu, glavnoga japanskog otoka.

Ljeto je relativno dugo i toplo (sl. 334.) pa se teško podnosi i onda kad je relativna vlaga visoka. Najtopliji je mjesec srpanj, a srednja je temperatura ≥ 22 °C (Chicago 23 °C, Bukurešt 22,7 °C, Omaha 25 °C, Rostov na Donu 23,7 °C). Vidi se da temperatura općenito raste prema unutrašnjosti kontinenta. Najhladniji je mjesec siječanj (Chicago –4 °C, Bukurešt –4,2 °C, Omaha –6 °C, Rostov na Donu –6,1 °C). I tu se opaža utjecaj kontinentalnosti, pa i godišnja amplituda temperature raste u istome smjeru (Chicago 27,1 °C, Omaha 31 °C, Bukurešt 26,9 °C, Rostov na Donu 29,8 °C).

Godišnje padne 650–900 mm padalina (Chicago 817 mm, Omaha 648 mm, Bukurešt 538 mm, Rostov na Donu 470 mm). Količina padalina smanjuje se s povećanjem kontinentalnosti. Padaline su povoljno raspodijeljene, a izrazit je maksimum u kasno proljeće ili rano ljeto, upravo kad su najpotrebnije agrarnim kulturama.

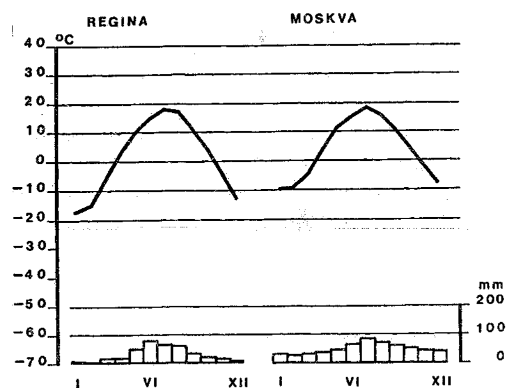


Sl. 334. Godišnji hod temperature i padalina u gradovima Chicagu i Bucureştu (Bukurešt), gradovima s klimom Dfa

Prema pravilu, s povećanjem kontinentalnosti jasno se opaža tendencija povećanja udjela najkišovitijeg mjeseca u odnosu prema ukupnoj količini padalina, ili pak odnos između najsušeg i najkišovitijeg mjeseca (u Chicagu 43 i 87 mm, Omahi 18 i 118 mm, Bukureštu 32 i 102 mm, a u Rostovu na Donu 31 i 62 mm). Najkišovitiji je mjesec najčešće lipanj. Ljeto je, usprkos povećanju padalina, toplo, jer su kiše pretežno kratkotrajne, ali intenzivne. Povremeno se pojavljuju tornadi, odnosno slične slabije nepogode. Hladno je doba godine period s maksimalnom ciklonskom aktivnošću i povremenim prodorima vrlo hladnog zraka sa sjevera. U južnom rubnom pojasu snijeg se održi oko 30 dana, a na sjeveru i do 90 i više dana.

U oko 2/3 krajeva s klimom *Dfa* (SAD, Rusija, Rumunjska) prirodnu vegetaciju čine travne zajednice (prerija, stepa). Uz riječne doline u SAD-u i u nešto vlažnijim krajevima ima bjelogoričnih šuma. U Rumunjskoj i istočnoj Ukrajini isključivo su travne zajednice (stepa s niskom travom); isto je tako i u planinama Azije.

2.2.4.1.2. KLIMA Dfb, VLAŽNA BOREALNA KLIMA S TOPLIM LJETOM (KLIMA HRASTA). Klimu *Dfb* ima najveći dio sjevernih Sjedinjenih Američkih Država i južne Kanade, neki planinski dijelovi američkog zapada (Wasatch, Sierra Nevada, Kaskadsko gorje, Stjenjak, Selkirks), veći dio Rumunjske, gotovo polovica Poljske, zatim prostor južno od crte Finski zaljev-rusko-kinesko-mongolska tromeđa, dakle pretežno nepregledna ravnica ili brežuljkasti krajevi. Mnogo su manji »otoci« klime *Dfb* na Pirenejskom poluotoku, u Alpama, Karpatima, Kavkazu, Anatoliji, Pamiru, Hindu Kushu, Tien Shanu i na otoku Hokkaidu (Japan). Ovamo treba ubrojiti i planinski dio Južnog otoka na Novom Zelandu, jedino područje s klimom *D* na južnoj hemisferi. Očito je da je pad temperature prouzročen visokim reljefom, a ne porastom geografske širine i kontinentalnosti.



Sl. 335. Godišnji hod temperature i padalina u Regini (Kanada, Saskatchewan) i Moskvi, gradovima s klimom Dfb

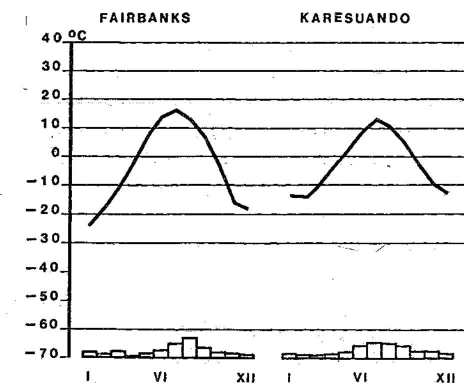
Sjeverniji, odnosno u planinama viši, položaj krajeva s klimom *Dfb* odmah upućuje na činjenicu da su i ljeta i zime nešto hladnije nego u klimi *Dfa* (za oko 5–7 °C), ali su amplitude podjednake. Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca (najčešće srpanj, u Hokkaidu i u Karsu, Turska, kolovoz) nije viša od 22 °C (odnosno najmanje 4 mjeseca ima srednju temperaturu ≥ 10 °C): Regina (sl. 335.) 17,8 °C, Moskva 17,8 °C, Omsk 19 °C, Bismarck u Sjevernoj Dakoti 21,1 °C, Edmonton u Kanadi 16,7 °C. Sniženje ljetnih temperatura kompenzira se duljim trajanjem insolacije, pa ti krajevi imaju golemo ekonomsko značenje.

Oko 3-4 ili čak i 5 mjeseci ima srednju temperaturu nižu od ledišta. Budući da su to izrazito kontinentski krajevi, najhladniji je mjesec siječanj (Moskva –10,3 °C, Regina –17,2 °C, Omsk –20 °C, Bismarck –12,8 °C, Edmonton –13,9 °C), pa godišnje amplitude iznose 25–40 °C (Moskva 28,1 °C, Regina 35 °C, Omsk 39 °C, Bismarck 33,9 °C, Edmonton 30,6 °C). Ti su krajevi izloženi povremenim prodorima polarnih, i osobito arktičkih zračnih masa.

Količina padalina ovisi o udaljenosti od izvora vlage, pa godišnje količine variraju između 300 i 700 mm (Moskva 587 mm, Omsk 313 mm, Regina 404 mm, Bismarck 408 mm, Edmonton 460 mm). Općenito se može reći da je sezonska raspodjela padalina izrazitija u mjestima s malo padalina nego u mjestima s više padalina. Najsuši su mjeseci najčešće siječanj, veljača ili ožujak, a najkišovitiji su lipanj, srpanj ili kolovoz (Moskva 27 i 84 mm, Omsk 7 i 52 mm, Regina 9 i 83 mm, Bismarck 10 i 84 mm, Edmonton 17 i 89 mm). Ljetne temperature nisu tako visoke kao u klimi *Dfa*, pa je i termička konvekcijska komponenta u postanku ljetnih kiša relativno manja. S porastom kontinentalnosti i geografske širine naglo se povećava trajanje snježnog pokrivača, a to je jedan od uzroka jakog zimskog zahlađenja.

U najvlažnijim krajevima s klimom *Dfb* pretežu listopadne šume koje prelaze u miješane. U nešto hladnijim i sušnim dijelovima goleme su crnogorične šume. U najsušim krajevima s klimom *Dfb* su prerije i stepe.

2.2.4.1.3. KLIMA Dfc, VLAŽNA BOREALNA KLIMA SA SVJEŽIM LJETOM. Obuhvaća golem prostor od Aljaske do Labradora sjeverno od područja s klimom *Dfb* (47–70° N) i od Skandinavije do 121° E. Na sjeveru prelazi u krajeve sa snježnom klimom (*E*). Njezina južna granica u Sibiru prodire do 48° N, ali se najveći dio nalazi između 60° i 70° N. Klimu *Dfc* ima krajnji istočni dio ZND-a (Kamčatka, sjeverna obala Ohotskog mora, Sahalin, ušće Amura i obala nasuprot Sahalinu).



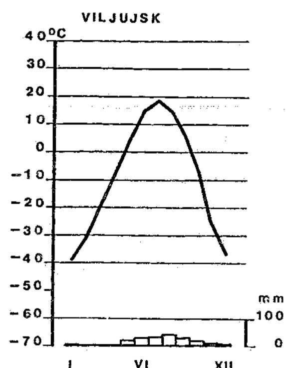
Sl. 336. Godišnji hod temperature i padalina u gradovima s klimom Dfc; Fairbansk, Aljaska i Karesuando, Švedska

Za klimu *Dfc* karakteristične su duge, vrlo hladne zime i posve kratka svježa ljeta (sl. 336.); postoje zapravo samo dva godišnja doba, zima i ljeto. Prijelazi (jesen i proljeće) vrlo su nagli i traju vrlo kratko. Samo 1–4 mjeseca imaju temperaturu ≥ 10 °C, a srednja temperatura najhladnijeg mjeseca iznosi do –38 °C. To znači da i usred ljeta može biti mraza. Zime su tako hladne i dugotrajne da se tlo duboko zamrzne. Budući da je ljeto kratko i svježe, okopni samo tanki gornji sloj zaleđenog tla, pa se pretvara u nepreglednu močvaru i blatnjavu površinu. Nešto slično događa se i s rijekama (Mackenzie, Ob, Jenisej i dr.). One su zaleđene pet (u gornjem toku) do osam mjeseci (u donjem toku). Led i snijeg počinju kopniti u izvorišnom dijelu, ali su nizvodno rijeke i dalje zaleđene, tlo također, pa ne može upiti vodu. Tako nastaju silne poplave, a riječni se tokovi pretvaraju u golema jezera. Rijeke u Sibiru plovne su u cijelom toku samo oko dva mjeseca. Najtopliji je mjesec srpanj; srednja mu je temperatura 13–16 °C (Fairbanks 15,7 °C, Chipewyan u Alberti, Kanada, 15 °C, Clark City na ušću St. Lawrencea 16 °C, Dawson u Yukonu 15 °C, Karesuando 13 °C, Arhangeljsk 15 °C, Tomsk 18 °C, Jenisejsk 17,8 °C). Vrlo dugo trajanje insolacije ljeti (16 sati dnevno u sredini srpnja na 50. paraleli, 18 sati sredinom srpnja na 60. paraleli) djelomično kompenzira kratkoću ljeta, pa je biljni pokrov relativno dobro razvijen. Izrazita kontinentalnost, visoka geografska širina i snježni pokrivač glavni su uzroci vrlo niskih zimskih temperatura. Najhladniji mjesec, siječanj, može imati srednju temperaturu do –38 °C (Fairbanks –24,4 °C, Chipewyan –25 °C, Clark City –17 °C, Dawson –30 °C, Karesuando –14,2 °C, Arhangeljsk –13 °C, Tomsk –19 °C, Jenisejsk –22 °C). Surovost zime pojačava se s porastom kontinentalnosti, a ona se očituje u povećanju godišnje amplitude temperature u istom smjeru (Fairbanks 40 °C, Clark City 33 °C, Chipewyan 40 °C, Dawson 45 °C, Karesuando 27,2 °C, Arhangeljsk 28 °C, Tomsk 37 °C, Jenisejsk 39,8 °C). Više temperature i manje amplitude u Skandinaviji i sjevernoj Rusiji posljedica su utjecaja Atlantskog oceana.

U krajevima s klimom *Dfc* padne prosječno 350–500 mm padalina (Karesuando 326 mm, Arhangeljsk 466 mm, Tomsk 478 mm, Jenisejsk 433 mm, Clark City 985 mm, Fairbanks 342 mm, Chipewyan 310 mm, Dawson 315 mm). Neposredno uz obale mora količina padalina je veća, ali se opaža tendencija smanjenja padalina s povećanjem kontinentalnosti. Niska temperatura, tj. slaba evaporacija, omogućuje razvoj relativno bujne vegetacije usprkos malenoj količini padalina (s istom količinom padalina bliže ekvatoru to bi bila pustinjska i stepska klima). Maksimum padalina je u ljetnim mjesecima, a pokatkad se pomiče u ranu jesen. Sve padaline, uključujući i ljetne, isključivo su frontalnog postanka. Ljetno zagrijavanje većinom je preslabo da bi nastala jača konvekcijska strujanja. Kiše su kratkotrajne i slabe, pa su ljeta sunčana, ali tome treba dodati i činjenicu da dan traje dugo. Snijeg je jedina zimska padalina, a na tlu se održi 5–7 mjeseci. Količina zimskih padalina (preračunato u vodeni ekvivalent) malena je, a minimum se nalazi u bilo kojemu mjesecu od siječnja do travnja.

Golema prostranstva klime *Dfc* prekriva tajga; na njezinoj južnoj periferiji su miješane šume, a u najnepovoljnijim uvjetima ona prelazi u tundru. Karakteristika je tajge siromaštvo flore, tj. ona se sastoji od malo biljnih vrsta (prevladavaju jela, omorika, bor, ariš). Stabla nisu ni visoka ni debela, a šuma nije gusta.

2.2.4.1.4. KLIMA Dfd, VLAŽNA BOREALNA KLIMA S VRLO HLADNOM ZIMOM. Tu hladnu klimu ima relativno maleno područje u sjeveroistočnom Sibiru između 60° i 72° N. Sastoji se od dva dijela, između kojih se nalazi područje s klimom *Dwd*. Na zapadu je polumjesečasto područje zapadno od rijeke Lene, a na istoku je područje sjeverno od Kamčatke gdje izbija na Sjeverno ledeno more. To je ekstremno kontinentski kraj jer je maritimni utjecaj Sjevernoga ledenog mora slab. Sva mjesta s klimom *Dfd* imaju krajnje surove zime; čak do osam mjeseci imaju srednju temperaturu ni-



Sl. 337. Godišnji hod temperature i padalina u Viljujsku, gradu s klimom *Dfd*

žu od 0 °C, a srednja temperatura najhladnijeg mjeseca niža je od −38 °C (Sredne Kolymsk −41 °C, Viljujsk −39,4 °C), ali su zbog kontinentalnosti ljeta relativno topla (sl. 337.), iako su kratka. Tri mjeseca imaju srednju temperaturu ≥ 10 °C, a najtopliji mjesec, srpanj, čak i znatno više (Viljujsk 18,5 °C, Sredne Kolymsk 13,7 °C). Kontinentalnost klime najbolje se očituje u velikim godišnjim amplitudama (Sredne Kolymsk 55 °C, Viljujsk 58 °C). Tendencija smanjenja padalina došla je do kraja u krajevima s klimom *Dfd* (Sredne Kolymsk 174 mm, Viljujsk 288 mm). Samo vrlo niska temperatura u najvećem dijelu godine uzrok je aridnosti klime. Sezonska raspodjela padalina je izrazita (Viljujsk 7 mm u ožujku, 40 mm u kolovozu; Sredne Kolymsk 4 mm u ožujku, 33 mm u srpnju). Snijega ima znatno manje nego u toplijim krajevima drugih klima *Df.*

Niska temperatura u najvećem dijelu godine i malena količina padalina, zajedno sa stalno zaleđenim tlom, onemogućuju razvoj biljnog pokrova. Zapadno od Lene pojavljuju se posljednji ostaci tajge, a u istočnom području klime *Dfd* preteže tundra.

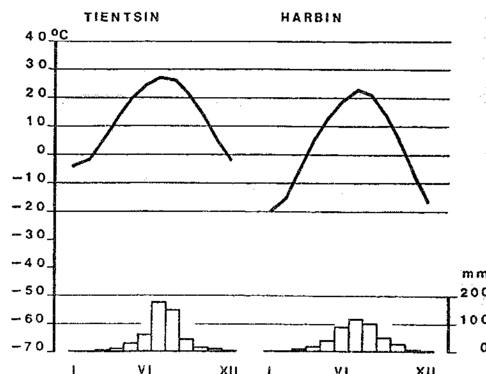
2.2.4.2. KLIME Dw, SUHE BOREALNE KLIME.

Suhe borealne klime karakterizira izrazita neravnomjerna raspodjela padalina. Koncentrirane su u toplom dijelu godine, kad ih donosi ljetni monsun s Tihog oceana, a manje količine i ciklone sa zapada. Područja klima *Dw* nalaze se samo u istočnoj i sjeveroistočnoj Aziji (sl. 333.). Pod njihovim utjecajem je 7,2 mil. km² kopna i 0,7 mil. km² mora, ukupno 7,9 mil. km² ili 1,5% površine Zemlje. Srednja temperatura najtoplijeg ili najhladnijeg mjeseca kriterij je za detaljniju podjelu tih klima, pa postoje klime *Dwa, Dwb, Dwc* i *Dwd.*

2.2.4.2.1. KLIMA Dwa, SUHA BOREALNA KLIMA S VRUĆIM LJETOM.

Pod njezinim se utjecajem nalaze srednja i sjeverna Koreja i dio sjeveroistočne Kine, odnosno znatan dio Mandžurije (općenito od 36° do 47° N; otuda i naziv *mandžurska klima*). Karakteristika je te klime (sl. 338.) vruće, kišovito ljeto. Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca ≥ 22 °C (Peking 27 °C, Tientsin 26,8 °C, Harbin 22,6 °C), ali najčešće ne postoji velika razlika između pojedinih mjesta. Područja s mandžurskom klimom nalaze se zimi pod utjecajem hladnog monsuna koji puše iz sibirskog maksimuma. To je uzrok što su zimske temperature niske; pet zimskih mjeseci u Mukdenu, a tri mjeseca u Pekingu imaju srednju temperaturu ispod 0 °C (srednja temperatura siječnja: Peking −4 °C, Tientsin −4,1 °C, Harbin −20 °C, Mukden −12 °C). Ta je klima prilično nepovoljna, jer zime mogu biti vrlo neugodno hladne (k tome dolazi razdražujući utjecaj lesne prašine), a ljeto se teško podnosi jer je vruće i vrlo sparno. Otuda i velike godišnje amplitude (Peking 31 °C, Tientsin 30,9 °C, Mukden 38 °C, Harbin 42,6 °C). Općenito su krajevi s mandžurskom klimom ljeti topliji, a zimi hladniji od krajeva na istoj geografskoj širini na istočnoj i zapadnoj obali Sjeverne Amerike i na zapadnoj obali Europe.

Količina padalina je relativno malena (Peking 612 mm, Tientsin 527 mm, Harbin 491 mm), a karakteristična je njihova neravnomjerna raspodjela, jer najviše kiše donosi ljetni monsun, pa su kiše koncentrirane u toplom dijelu godine. Zimski su mjeseci vrlo suhi (siječanj: Tientsin 3 mm, Peking 2,5 mm, Harbin 3 mm). ali ne samo siječanj, nego su i svi ostali hladni mjeseci suhi, jer su zimske ciklone relativno rijetke i donose malo padalina. Suprotni su ljetni mjeseci, napose kad se usporede sa zimskim mjesecima; najkišovitiji je mjesec srpanj (Peking



Sl. 338. Godišnji hod temperature i padalina u Tientsinu i Harbinu, Kina gradovima s klimom Dwa

211 mm, Tientsin 177 mm, Harbin 119 mm, Mukden 183 mm). U to doba kojiput »zalutaju« do Mandžurije i tajfuni (zapravo to su već ciklone na polarnoj fronti) s obilnim kišama. Postoje, dakle, velike razlike, a time i mogućnosti da mandžurska klima bude nepovoljna i za agrarnu proizvodnju, jer je vjerojatnost suše velika, a isto tako i velike poplave često uništavaju žetvu. Apsolutna količina ljetne kiše nipošto nije tako malena da bi morala nastati suša, ali je temperatura visoka, a s njom i evapotranspiracija.

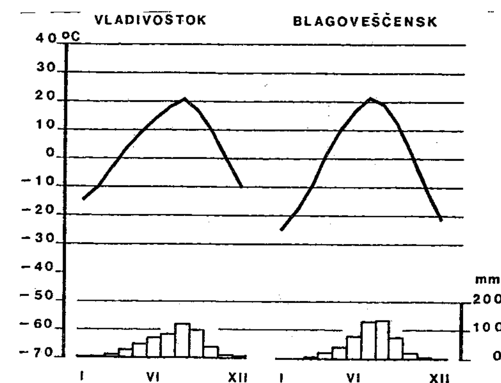
Teško se može kategorički tvrditi kakav je (bio) prirodni biljni pokrov krajeva s mandžurskom klimom. Čovjek je zbog «gladi za zemljom« tako temeljito uništio prirodni biljni pokrov da se on očuvao samo u manjim, izoliranim područjima. Veći dio Mandžurije prekriven je stepskom niskom travom koja na jugu, uz obalu Žutog mora, prelazi u listopadnu šumu. U planinama istočne Mandžurije i sjeverne Koreje velike su miješane šume bjelogorice i crnogorice.

2.2.4.2.2. KLIMA Dwb, SUHA BOREALNA KLIMA S TOPLIM LJETOM (AMURSKA KLIMA)

kao polumjesec okružuje područje s klimom *Dwa*, tj. klima *Dwb* nešto je sjevernije od mandžurske klime. Klimu *Dwb* ima istočna, zapadna i sjeverna Mandžurija, dio ruskog Dalekog istoka uz Amur i u širem području Vladivostoka, te krajnji sjeveroistočni dio Sjeverne Koreje. Uskim koridorom to je područje povezano s malim »otokom« klime *Dwb* kod Pekinga. Izolirano područje klime *Dwb* nalazi se u gorju Tsinling te u zapadnom Kansu i Szechwanu (28–37° N).

Klima *Dwb* u biti je slična klimi *Dwa*; razlika je u tome što su – s povećanjem geografske širine i apsolutne visine – i ljeta i zime hladnije nego u mandžurskoj klimi. Srednja temperatura najtoplijeg mjeseca niža je od 22 °C (Vladivostok u kolovozu 20,6 °C, Habarovsk u srpnju 20,2 °C, Blagoveščensk 21,2 °C). Utjecaj sibirskog maksimuma još je jači nego u krajevima s klimom *Dwa*, pa su, prema tome, i zime još hladnije (sl. 339). Srednja je temperatura pet mjeseci ispod 0 °C (siječanj: Vladivostok −13,7 °C, Habarovsk −23,1 °C, Blagoveščensk −24,2 °C). Jasno se vidi porast kontinentalnosti s udaljavanjem od obale Tihog oceana, usprkos tome što uz nju teče hladna morska struja. Naime, i najhladnija maritimna klima uvijek ima jake tragove maritimnosti kad se usporedi s kopnom. To se vidi i iz godišnjih amplituda; u Vladivostoku iznosi 34,3 °C, u Habarovsku 43,3 °C, U Blagoveščensku 45,4 °C.

Količina padalina (Vladivostok 537 mm, Habarovsk 564 mm, Blagoveščensk 525 mm) manja je



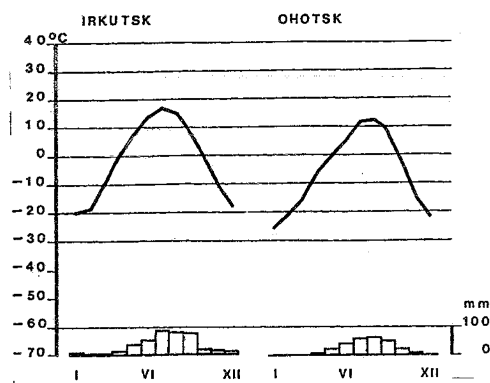
Sl. 339. Godišnji hod temperature i padalina u Vladivostoku i Blagoveščensku, gradovima s klimom Dwb

nego u krajevima s mandžurskom klimom, a proporcionalno su smanjene i padaline u pojedinim mjesecima. Najsuši je mjesec siječanj ili veljača (Vladivostok 5 mm, Habarovsk 5 mm, Blagoveščensk 1 mm), a neusporedivo više kiše padne u ljetnim mjesecima. Najkišovitiji je mjesec srpanj ili kolovoz (Vladivostok 119 mm, Habarovsk 127 mm, Blagoveščensk 136 mm). Zima je suša nego u mandžurskoj klimi, jer je i broj zimskih ciklona manji. Zimske vedrine bitno pridonose surovosti zimskih mjeseci.

Istočni i sjeverni dijelovi krajeva s klimom *Dwb* prekriveni su ekonomski važnom miješanom šumom u kojoj se osjeća tendencija povećanja udjela crnogorice. U zapadnom dijelu mandžurskog područja klime *Dwb*, zatim u istočnoj Kini i oko Pekinga prirodnu vegetaciju čine travne zajednice.

2.2.4.2.3. KLIMA Dwc, SUHA BOREALNA KLIMA SA SVJEŽIM LJETOM.

Karakteristika je te klime duga i vrlo hladna suha zima i kratko, svježe, od nje znatno vlažnije ljeto. Pod njezinim se utjecajem nalaze prostrani krajevi istočne Rusije, sjeverni dio Mongolije, sjeverozapadna Mandžurija i mali izolirani prostor sjeverozapadno od Pekinga, dakle, područje od 40 do 60° N i od 90 do 150° E. U krajevima s klimom *Dwc*, s porastom geografske širine i kontinentalnosti, dalje se nastavlja opći pad i zimskih i ljetnih temperatura, a količina padalina sve je manja. Zime su duge i vrlo hladne. 5–7 mjeseci ima srednju temperaturu ispod 0 °C, srednja temperatura najhladnijeg mjeseca iznosi do −38 °C, a samo 1–4 mjeseca ima srednju temperaturu ≥ 10 °C. Rijeke su zaleđene 6–8 mjeseci, a Bajkalsko jezero najmanje 4 i 1/2 mjeseca. To su izrazito kontinentski krajevi (sl. 340.), pa je najhladniji mjesec siječanj (Krasnojarsk −18 °C, Irkutsk −21 °C, Ulan-Ude −27 °C, Nerčinsk −31 °C, Sofijskij Priisk −34 °C,



Sl. 340. Godišnji hod temperature i padalina u Irkutsku i Ohotsku, gradovima s klimom Dwc

Ohotsk –25 °C). Obala Ohotskog mora maglovita je i vjetrovita, pa je teža za život nego inače hladnija (ali zato ljeti toplija) unutrašnjost. Južnija mjesta mogu ljeti biti ugodno topla, ali je ljeto kratko (srednja temperatura srpnja: Irkutsk 17 °C, Ulan-Ude 19 °C, Nerčinsk 21 °C, Sofijskij Priisk 15 °C, Ohotsk u kolovozu 12,5 °C).

Krajevi s klimom *Dwc* u hladnom su dijelu godine pod stalnim utjecajem sibirskog maksimuma, pa je zima vrlo suha, s malo snijega. Najsuši je mjesec siječanj, veljača ili ožujak: Krasnojarsk 6 mm, Irkutsk 7 mm, Ulan-Ude 1 mm, Nerčinsk 2 mm, Sofijskij Priisk 2 mm, Ohotsk 2 mm. U ljetnim mjesecima oslabi ili potpuno nestane sibirski maksimum, pa s Tihog oceana prodire vlažan zrak koji tim krajevima donese dosta kiše. Zato su ljetni mjeseci mnogo vlažniji od zimskih. (Najkišovitiji je mjesec srpanj ili kolovoz: Krasnojarsk 67 mm, Irkutsk 88 mm, Ulan-Ude 62 mm, Nerčinsk 71 mm, Sofijskij Priisk 144 mm, Ohotsk 61 mm). Godišnja količina padalina je malena (Krasnojarsk 308 mm, Irkutsk 379 mm, Ulan-Ude 202 mm, Nerčinsk 281 mm, Sofisklj Priisk 564 mm, Ohotsk 283 mm). Snijega ima neprekidno od listopada do svibnja, ali je visina snježnog pokrivača malena, pa vjetar često otpuhne snijeg i tlo ostane golo. Zimi su česte vedrine.

Sjeverno od 50° N su crnogorične šume, a južno od Bajkalskog jezera je stepa koja približavanjem pustinji Gobi, nestaje. U najsjevernijem, najhladnijem dijelu pojavljuje se tundra.

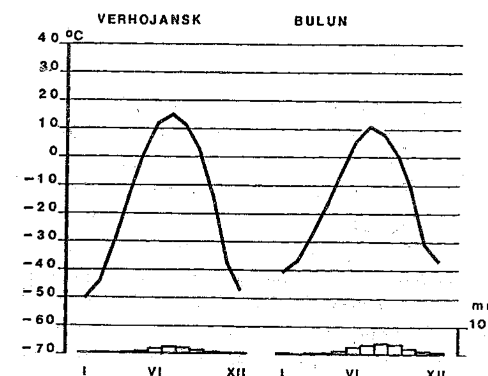
2.2.4.2.4. KLIMA Dwd, SUHA BOREALNA KLIMA S VRLO HLADNOM ZIMOM. Klima *Dwd* je najkontinentalnija i najsurovija od svih klima u kojoj živi čovjek; to je, poslije Antarktika zimi, najhladniji kraj na svijetu, odnosno to je klima s najvećim godišnjim aplitudama temperature na svijetu. Tu klimu ima sjeveroistočni Sibir sjeverno od 60° N (sl. 333.). Budući da je to morfološki raznolik kraj (dolina rijeka Lene, Jane, Indigirke i Kolyme, a između njih je brdovit i planinski reljef), temperatura nekih postaja koje nisu vrlo udaljene može se znatno razlikovati s obzirom na njihov položaj (nadmorsku visinu, odnosno položaj na dnu doline ili na konveksnim oblicima reljefa), jer postoji vrlo jaka inverzija temperature.

Karakteristika je klime *Dwd* da je srednja temperatura najhladnijeg mjeseca, siječnja, niža od –38 °C (Jakutsk –43,5 °C, Bulun –40,9 °C, Verhojansk –50,4 °C; sl. 341.). Zima traje dugo, pa 7–8 mjeseci ima srednju temperaturu ispod 0 °C. Kontinentalnost klime vidi se iz podataka da je srednja temperatura najtoplijeg mjeseca, srpnja, relativno visoka (Jakutsk 19 °C, Bulun 12 °C, Verhojansk 15,1 °C; za usporedbu spomenimo da srednja srpanjska temperatura u Zagrebu iznosi 21,5 °C, a to nije vrlo velika razlika, to više ako spomenemo da je u Jakutsku apsolutni maksimum 38 °C!) Godišnje su amplitude temperature najveće na svijetu (Jakutsk 62,5 °C, Bulun 52,9 °C, Verhojansk 65,2 °C).

Kao i svagdje drugdje, temperatura bitno ovisi o vjetru, o »ventiliranju«, ali su rijetko gdje posljedice toga toliko važne. S. P. Suslov (1947.) navodi da se vrlo hladni zrak u konkavnim oblicima reljefa gotovo ne miješa s toplijim zrakom iz toplih sektora ciklona koje i zimi povremeno prelaze preko tih krajeva. Ako ciklona prođe, ona jedva da »uznemiri« teški i hladni prizemni zrak, tj. zahvati samo više slojeve iznad tla. Tako je inverzija temperature *normalno* stanje atmosfere. Viša su mjesta vjetrovitija, zato su i toplija. Stoga sa svakim vjetrom u istočnom Sibiru raste temperatura. Tako je u Jakutsku pri brzini vjetra 0–1 ms^{-1} srednja siječanjska temperatura –43,4 °C, pri srednjoj brzini vjetra 4–5 ms^{-1} –38,5 °C, a pri srednjoj brzini vjetra > 10 ms^{-1} samo –17,6 °C. (Čovjek lakše podnosi nisku temperaturu bez vjetra, nego znatno višu temperaturu, ali s vjetrom.)

Godišnja je količina padalina vrlo malena (Jakutsk 187 mm, Verhojansk 128 mm, Bulun 221 mm). Kao i u svim drugim klimama *Dw*, padaline su neravnomjerno raspodijeljene, tj. postoji velika razlika između posve suhih zimskih i nešto vlažnijih ljetnih mjeseci. Razlika između najsušeg (veljača ili ožujak) i najkišovitijeg mjeseca (srpanj ili kolovoz) iznosi u Jakutsku 3 i 42 mm, u Verhojansku 3 i 27 mm, u Bulunu 6 i 38 mm. U znatnom dijelu zime nebo je vedro, što omogućuje gubitak topline dugovalnom radijacijom (uz to su zimske noći duge), a snježni pokrivač traje do 7 mjeseci.

Relativno visoka ljetna temperatura, dugotrajna insolacija i ipak određena količina kiše omogućuju



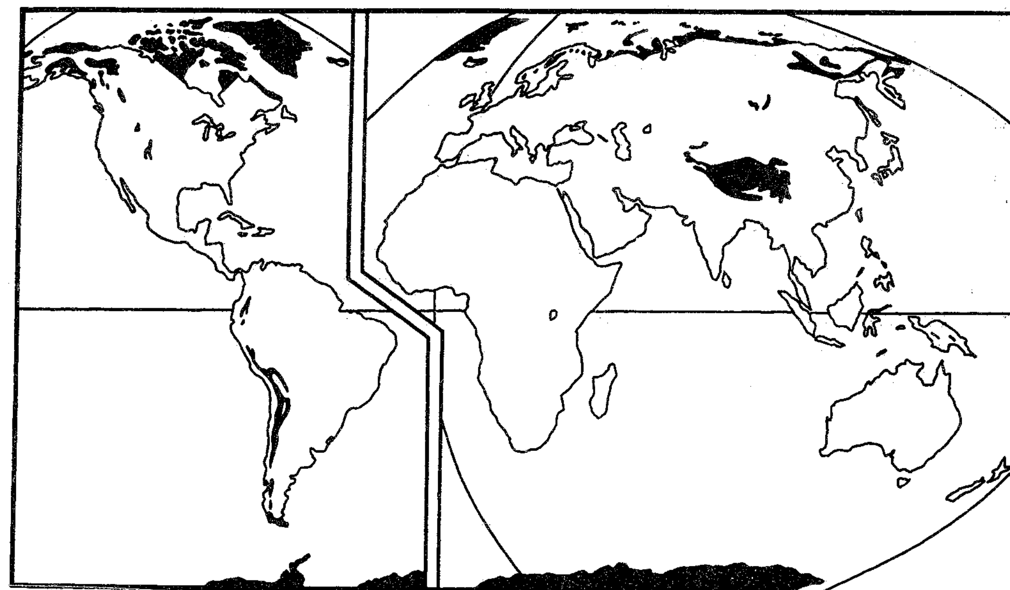
Sl. 341. Godišnji hod temperature i padalina u Verhojansku i Bulunu, gradovima s klimom Dwd

rast višeg bilja usprkos izvanredno niskim zimskim temperaturama. U najpovoljnijim je dijelovima tajga, ali je ona vrlo prorijeđena. U klimatski povoljnijim krajevima je tundra.

2.2.5. KLIME E, SNJEŽNE KLIME

Godišnji hod temperature u krajevima sa snježnim klimama donekle se približava hodu temperature u nižim geografskim širinama. To znači da postoje relativno manje godišnje amplitude, odnosno cijela se godina sastoji zapravo od jednoga godišnjeg doba, tu »vječno« traje zima, iako su pokatkad zabilježene i mnogo više temperature od srednjaka. Glavni je uzrok stalne hladnoće geografski položaj tih krajeva. Najveći dio krajeva sa snježnim klimama nalazi se na polarnoj strani od polarnice, pa sunce nikada nije posve iznad horizonta na većoj visini (na polarnici se visina sunca mijenja između 0° i 47°, a na polovima između 0° i 23,5°). Na pad temperature bitno utječe činjenica da je zimska insolacija svedena na nulu, a ne može se kompenzirati velikim povećanjem insolacije u ljetnim mjesecima. U takvim uvjetima dnevni hod insolacije, odnosno temperature, nema veće praktično značenje. Praktično značenje ima samo činjenica nalazi li se sunce ispod ili iznad horizonta, jer postoje samo neprekidni dan i neprekidna noć. Tako postoje zapravo samo dva godišnja doba: hladno razdoblje (zima) i manje hladno razdoblje (koje se ne može nazvati ljetom u našem smislu riječi). Nije potrebno posebno naglašavati činjenicu da su krajevi sa snježnim klimama sigurno najteži za život na čitavom našem planetu.

Snježne klime imaju krajevi u visokim geografskim širinama, a u nižim širinama samo najviši planinski vrhunci i visoravni. Granica snježnih klima poklapa se s izotermom 10 °C najtoplijeg mjeseca (sl. 342.), odnosno njihova se granica uglavnom podudara s granicom šume, jer je srednja mjesečna temperatura najtoplijeg mjeseca 10 °C minimum za



Sl. 342. Geografska raspodjela krajeva sa snježnim klimama, klimama E

opstanak šume. Zbog velike kontinentalnosti, ili pak zbog utjecaja toplog Atlantika, srpanjska izoterma od 10 °C mnogo je sjevernije od polarnice u Euroaziji nego u Americi, gdje je njezina granica pod utjecajem hladnog mora na sjeveru, te Grenlandskoga ledenog pokrova. Nešto je slično i u istočnoj Aziji. U tim je krajevima ta izoterma potisnuta južnije od polarnice. Snježne klime imaju sjeveroistočni Sibir s poluotokom Čukča, relativno usko primorje Sjevernoga ledenog mora i svi otoci u njemu, sjeverni dio Islanda, sav Grenland, sjeverna Kanada i najhladniji dio Aljaske. Na južnoj hemisferi snježne klime ima sav Antarktik. Pod neposrednim utjecajem snježnih klima nalazi se 25,3 mil. km^2 kopna i 70,3 mil. km^2 mora, odnosno 95,6 mil. km^2 ili 18,8% površine Zemlje. Stalno hladna područja sa snježnim klimama izvorišna su područja vrlo hladnih zračnih masa koje bitno utječu na vrijeme i klimu u umjerenim širinama. Arktik je prostran oceanski bazen, gotovo sa svih strana opkoljen kontinentima. Suprotno tome Antarktik je kopno (Antarktički ledeni pokrov) opkoljeno morem. Morski led (i snijeg na njemu) ima termička svojstva vrlo slična kopnu, prostrano zaleđeno more utječe na klimu vrlo slično kao rashlađeno kopno.

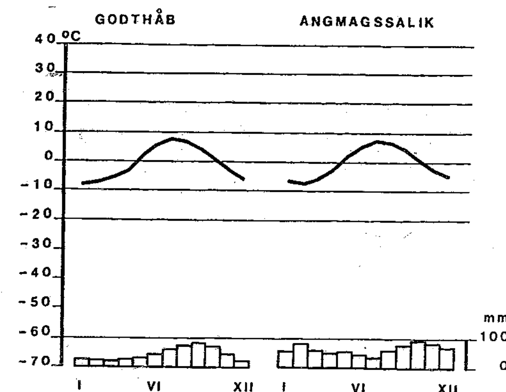
Srednja godišnja temperatura mnogo je niža nego u najhladnijim krajevima s drugim klimama, ali ne toliko zato što su zime tako hladne, nego više zato što su »ljeta« hladna. Snježne klime imaju od svih klima najhladnija ljeta; ona su hladna usprkos dugom trajanju insolacije, jer sunce nikada nije vrlo visoko, albedo leda i snijega je vrlo velik, a znatan dio radijacije troši se za kopnjenje i evaporaciju leda, snijega i vode. Zime polarnih krajeva na sjevernoj hemisferi nisu hladnije nego u istočnom Sibiru. Postojanje golemoga Antarktičkoga ledenog pokrova razlog je što su antarktičke zime najhladnije na svijetu. Količina padalina (praktički samo padaline u krutom stanju) općenito je vrlo malena, ali su zbog slabe evaporacije i neznatnoga kopnjenja leda i snijega, dugotrajnom akumulacijom snijega, firna i leda, nastali ledeni pokrovi Antarktika i Grenlanda u kojima je vezana golema količina vode.

Snježne klime dijele se u klimatske tipove na osnovi srednje temperature najtoplijeg mjeseca. Ako je srednja temperatura najtoplijeg mjeseca viša od 0 °C, a niža od 10 °C, postoje uvjeti da u kratkom ljetnom periodu nestane snježnog pokrivača i da se uspije održati barem nekakva vegetacija. Takva se formacija zove tundra, a klima se zove *klima tundre (ET)*. Ako je srednja temperatura i najtoplijeg mjeseca niža od 0 °C, onda ne postoji mogućnost za razvoj niti najoskudnije vegetacije. U takvim uvjetima postoji samo »vječni« led i snijeg, pa se takva klima zove *klima vječnog mraza (EF)*.

2.2.5.1. KLIMA ET, KLIMA TUNDRE.

Klima tundre je prijelazna klima između klima umjerenih širina i klime vječnog mraza. Njezina je ekvatorska granica 10 °C izoterma najtoplijeg mjeseca, a polarna je granica 0 °C izoterma isto tako najtoplijeg mjeseca. To područje obuhvaća 10,3 mil. km^2 kopna i 57,8 mil. km^2 mora, tj. ukupno 68,1 mil. km^2 ili 13,4% površine Zemlje. Kopno s klimom *ET* nalazi se praktički samo na sjevernoj hemisferi (sav najsjeverniji dio Rusije uz obalu Sjevernoga ledenog mora i sjeverno od Ohotskog mora, ruski otoci na dalekom sjeveru, najsjeverniji dio poluotoka Kole i Norveške, otoci Svalbard, sjeverni dio Islanda, obalni pojas Grenlanda koji nije prekriven ledom, Kanadski arktički otoci, najsjeverniji dio kopnene Kanade te sjeverni i južni dio Aljaske), jer se na južnoj hemisferi u odgovarajućim širinama nalazi more.

Iako se najveći dio tundre nalazi u blizini mora, klima *ET* izrazito je kontinentska, ali je interesantno da unatoč tome postoje još tragovi maritimnosti klime (sl. 343.). Tako je, npr., sibirska obala zimi i u godišnjem prosjeku, ali ne i ljeti, toplija od unutrašnjosti istočnog Sibira (s klimom *Dwd*), iako se nalazi sjevernije od njega. Premda se tako vrlo osjeća termički utjecaj sjevernog Atlantika, ipak surovost zima raste prema istoku; srednja temperatura najhladnijeg mjeseca, veljače ili ožujka na zapadu, a siječnja na istoku, iznosi: Jan Mayen –5,8 °C, Svjatoj Nos na poluotoku Kola –9 °C, Vajgač –20 °C, Dikson na ušću Jeniseja –28 °C, Russkoe Ustje na ušću Indigirke –38 °C. Sasvim je suprotno u Sjevernoj Americi, gdje surovost zime raste od Labradora i Aljaske prema Kanadskim arktičkim otocima (Hebron na sjevernom Labradoru ima srednju siječanjsku temperaturu –19 °C, Chesterfield na zapadnoj obali Hudsonova zaljeva –32 °C, Barrow, sjeverna Aljaska, –29 °C, Lady Franklin Bay na otoku Ellesmere –33 °C). Zbog neposrednoga termičkog utjecaja Atlantskog oceana, pojas tundre na Grenlandu ima mnogo toplije zime nego Sibir i Sjeverna Amerika, ali temperatura naglo pada prema zaleđenome moru na sjeveru, odnosno pod utjecajem samoga Grenlandskoga ledenog pokrova (Mygg Bukta na istočnoj obali Grenlanda –21 °C, Angmagssalik –7,2°C, Ivigtut na zapadnoj obali Grenlanda –7 °C, Godthåb –7,7 °C, Upernivik –23 °C). Mnogo su manje razlike između srednjih temperatura najtoplijeg mjeseca: Jan Mayen 5,6 °C, Svjatoj Nos 8 °C, Vajgač 6 °C, Dikson 4 °C, Russkoe Ustje 9 °C, Hebron 8 °C, Chesterfield 9 °C, Barrow 5 °C, Lady



Sl. 343. Godišnji hod temperature i padalina u Gothåbu na zapadnoj obali Grenlanda i u Angmagssaliku na njegovoj istočnoj obali; klima ET

Franklin Bay 4,2 °C, Mygg Bukta 4 °C, Angmagssalik 7,4 °C, Ivigtut 9,9 °C, Godthåb 7,6 °C, Upernivik 5 °C. Ljeto je prilično neugodno doba godine jer je vrlo maglovito. Kopnjenjem snijega stvaraju se močvare, jer je tlo ispod tanka površinskog sloja stalno zaleđeno. Od svega se najteže podnose nepregledni rojevi komaraca. Godišnja amplituda temperature je velika, ali se ne može usporediti s amplitudama u istočnom Sibiru. Uzrok relativno velikih amplituda jest niska temperatura, a manja je nego u istočnom Sibiru, jer je ljeto u tundri hladno.

Južni Grenland, njegova istočna i zapadna obala, nalaze se pod jakim utjecajem advekcije topline s nezaleđena sjevernog Atlantika. Zato je količina padalina (sl. 343.) relativno velika, a zimske temperature nisu baš niske. Klima tundre mnogo je hladnija nego što bi se moglo zaključiti samo prema podacima s toplije obale Grenlanda, koja je zapravo jedan od najtoplijih dijelova s klimom tundre.

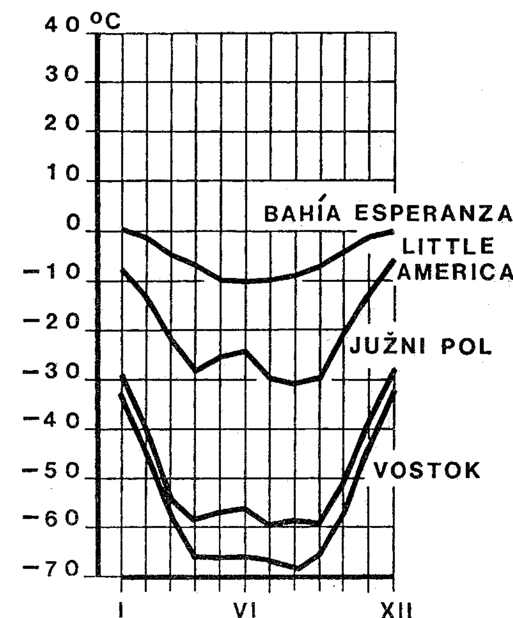
Količina padalina općenito je malena (oko 250 mm), jer zimi često pretežu anticiklonska stanja, a i ljeta su prehladna da bi zrak mogao sadržavati veću količinu vodene pare. Srednja godišnja količina padalina iznosi: Jan Mayen 701 mm, Svjatoj Nos 398 mm, Vajgač 169 mm, Dikson 166 mm, Russkoe Ustje 151 mm, Hebron 481 mm, Chesterfield 316 mm, Barrow 135 mm, Lady Franklin Bay 100 mm, Mygg Bukta 78 mm, Angmagssalik 770 mm, Ivigtut 1 128 mm, Godthåb 515 mm, Upernivik 233 mm. Mjesta bliža toplim (ili uopće nezaleđenim) morima, odnosno ciklogenetskim područjima, imaju više padalina od krajeva dalje od njih.

U pojasu između izotermi najtoplijeg mjeseca između 5 °C i 10 °C, tj u »toploj« tundri, u tijeku kratkog ljeta naglo se razvija biljni pokrov koji je mnogo bujniji nego što se općenito misli (mahovina, lišaj, šaš, cvijeće i zakržljale više biljke kao što su patuljasta breza, vrba itd.). U krajevima sa srednjom temperaturom najtoplijeg mjeseca nižom od 5 °C, a višom od 0 °C, vegetacija je ograničena samo na najotpornije vrste mahovina i lišaja, i to isključivo u zaklonjenim mjestima, pa je za vegetaciju u tundri presudna insolacijska ekspozicija.

2.2.5.2. KLIMA EF, KLIMA VJEČNOG MRAZA.

Klimu *EF* ima 15 mil. km^2 kopna i 12,5 mil. km^2 mora, što ukupno iznosi 27,5 mil. km^2 ili 5,4% površine Zemlje. Nepristupačnost tih krajeva i ekstremno teški životni i radni uvjeti uzrok su što je klima *EF* relativno slabije poznata. Klimu vječnog mraza imaju samo krajevi na polarnim kalotama, Antarktički i Grenlandski ledeni pokrovi te stalno zaleđeno more u centralnom Arktiku. Osim visoke geografske širine, hladnoću tih krajeva uzrokuje veliki albedo leda i snijega te slaba advekcija topline, jer česta anticiklonska stanja onemogućuju intenzivnu izmjenu topline s toplijim krajevima u nižim geografskim širinama. Hladnoći Antarktičkoga i Grenlandskoga ledenog pokrova pridonosi i velika nadmorska visina njihova najvećeg dijela.

Ledeni pokrovi u prosjeku su najhladnija područja u svijetu; srednja temperatura najtoplijeg mjeseca niža je od 0 °C, i upravo hladna »ljeta« čine



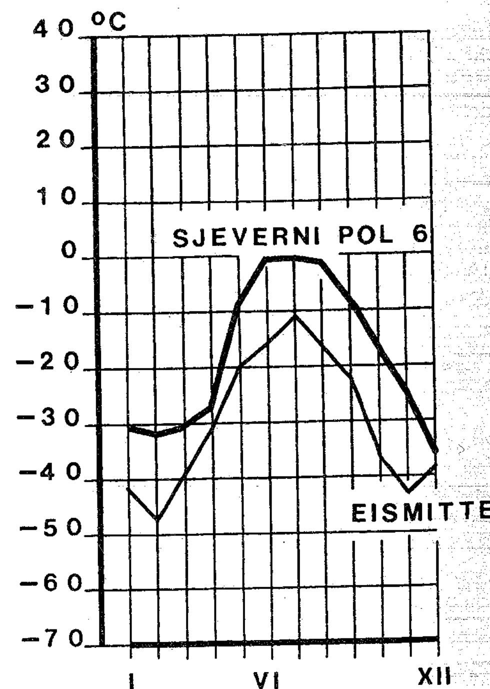
Sl. 344. Godišnji hod temperature na antarktičkim postajama Bahia Esperanza, 63° S i 57° W; Little America, 78° S i 16° W; Južni pol, visina 2 800 m; Vostok, 78° S i 106° E, visina 3 488 m (prema podacima W. Schwerdtfegera, 1970., nacrtao T. Šegota)

ledene pokrove vrlo hladnima u godišnjem prosjeku, a u najhladnijim mjesecima nema bitne razlike u odnosu prema istočnom Sibiru. Sasvim je prirodno da i na Antarktiku postoje velike regionalne razlike u raspodjeli temperature (sl. 344.), pri čemu vrijedi opća zakonitost da postoje velike razlike između postaja duboko (i visoko!) u unutrašnjosti. To se odmah vidi. Bahia Esperanza nalazi se na Antarktičkom poluotoku nasuprot otocima Južni Shetland, pa je pod jakim termičkim utjecajem mora. Srednja srpanjska temperatura iznosi samo –9,9 °C, a godišnja amplituda 10,3 °C.

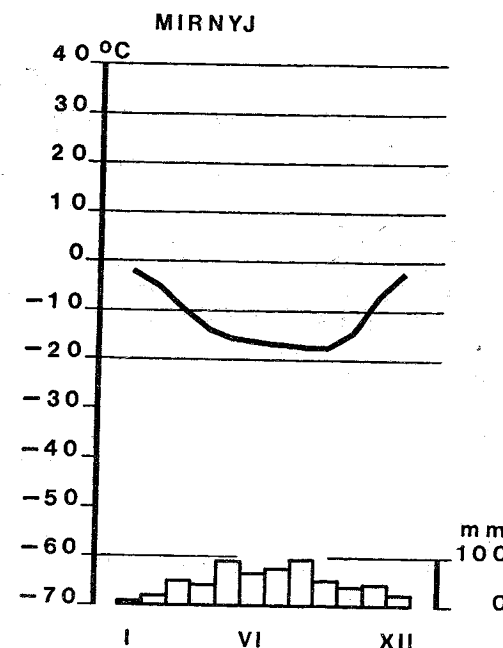
Postaja Little America nalazi se na nepovoljnijemu mjestu, na rubu Rossova ledenog šelfa; mnogo je veći utjecaj hladnih zračnih masa iz unutrašnjosti Antarktika, pa je temperatura najhladnijeg mjeseca, kolovoza, –30,7 °C, a amplituda raste na 24,3 °C. Pad temperature nastavlja se dalje u unutrašnjosti, pa je najniža srednja temperatura na Južnom polu u srpnju –59,2 °C, a na postaji Vostok najhladniji je kolovoz sa –68,4 °C. Prema unutrašnjosti raste i godišnja amplituda. Na Južnom polu iznosi 31,1 °C, a na Vostoku 35,7 °C. Promatranjem sl. 344. vidi se da su razlike između »ljetnih« temperatura mnogo manje nego između zimskih mjeseci. S povećanjem udaljenosti od obale brzo dolazi do izražaja pojava tzv. *bezjezgrenih zima*. Šest zimskih mjeseci ima srednje temperature istog reda veličine, tj. temperatura u travnju naglo padne, a u sljedećim se zimskim mjesecima jedva bitnije nijenja, tj. gotovo bi se moglo reći da je cijela zima (u prosjeku) podjednako hladna. U svim hladnijim postajama primijećen je porast temperature u lipnju, a u vezi je s utjecajem cirkulacije, odnosno jačanjem ciklogeneze u tom razdoblju, a ona pojačava transport toplog zraka duboko u unutrašnjost Antarktičkoga ledenog pokrova. (Za bezjezgrene zime na Grenlandu važno je da je temperatura najniža u studenome, pa zatim opet u veljači, tj. postoji dvostruki zimski minimum, a između njih su nešto topliji prosinac i siječanj.)

O termičkim uvjetima u arktičkim krajevima s klimom EF još ćemo više doznati ako promotrimo godišnji hod temperature u arktičkim postajama Eismitte i postaji na plutajućem ledu, Sjeverni pol 6 (sl. 345.). Budući da se Eismitte (isto kao i znatan dio Grenlandskoga ledenog pokrova uopće) nalazi na velikoj nadmorskoj visini, normalno je da su sve temperature vrlo niske. Najtopliji mjesec, srpanj, ima srednju mjesečnu temperaturu –11,2 °C, a najhladniji mjesec, veljača –47,2 °C. Na grafikonu temperature primjećuje se da postoji tzv. bezjezgrena zima, tj. studeni je hladniji od prosinca, veljača od siječnja. Sve srednje mjesečne temperature na plutajućoj postaji Sjeverni pol 6 više su nego u Eismitte, što je posve razumljivo kad se ima na umu razlika u nadmorskoj visini. Ipak, srednja temperatura triju ljetnih mjeseci (–0,8 °C, –0,3 °C, –0,2 °C) nije duboko ispod nule, a to upućuje na zaključak da samo dio centralnog Arktika, njegov najhladniji dio, ima klimu vječnog mraza, a veći dio ima klimu *ET*. To bi bilo sasvim obratno nego na Antarktiku, gdje najveći dio ima klimu *EF*, a samo beznačajno mali dio Antarktičkoga ledenog pokrova, odnosno najsjeverniji dio Antarktičkog poluotoka ima klimu *ET*. Iz svega toga zaključuje se da godišnji hod temperature u visokim geografskim širinama isto kao i njezina veličina bitno ovise o modifikatorskom utjecaju nadmorske visine, odnosno reljefa.

Još manje podataka ima o padalinama koje padaju isključivo u krutu stanju; problem mjerenja količine padalina jest u tome što vjetar prenosi snijeg, pa se najčešće teško može utvrditi je li snijeg pao ili je donesen iz susjednog područja. Općenito, količina padalina je malena. Uzima se da Antarktik u prosjeku ima 140 mm (M. Mellor, 1959.) ili 200 mm padalina (H.- P. Kosack, 1956.). Najmanje pada



Sl. 345. Godišnji god temperature na postajama Eismitte na Grenlandu (70° N i 40° W, h = 3 000 m) i na plutajućoj santi Sjeverni pol 6 (1957–1958. god.; 75°56'–81°14' N i 170°18'–147°44' W); postaje s klimom *EF* (prema podacima E. Vowinckela i S. Orviga, 1970., nacrtao T. Šegota)



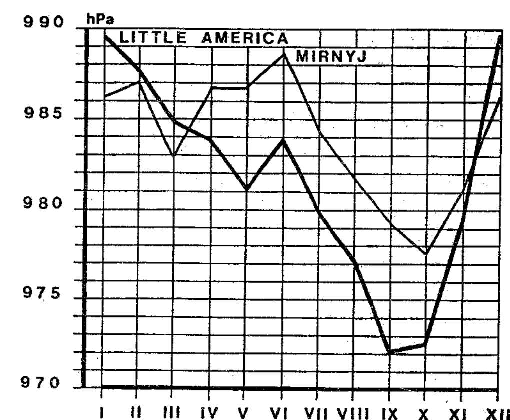
Sl. 346. Godišnji hod temperature i padalina u polarnoj postaji Mirnyj na obali Antarktika, 66° S i 93° E; klima EF (prema podacima W. Schwerdtfegera, 1970., nacrtao T. Šegota)

u unutrašnjosti (Južni pol oko 25–50 mm), a periferne postaje imaju mnogo više padalina (Port Charcot 381 mm, Gauss 813 mm, Mirnyj 625 mm, Cape Adare 356 mm.

Na sl. 346. prikazan je godišnji hod temperature i padalina na obalnoj postaji Mirnyj. Za godišnji hod temperature vrijedi isto što je već rečeno za ostale antarktičke postaje, tj. da šest zimskih mjeseci ima podjednako niske srednje mjesečne temperature, a srednje su mjesečne temperature relativno visoke u mjesecima kad je sunce iznad horizonta. Posebno je važno upamtiti godišnji hod padalina. Očekivalo se da na Antarktiku većina snijega pada u ljetnim mjesecima, jer su zimski mjeseci prehladni da bi se mogla očekivati veća količina snijega, a – osim toga – iz činjenice da se ciklone ljeti »sele« prema polu moglo se zaključiti isto. Pokazalo se da nije tako, barem ne na postaji Mirnyj. Većina snijega pada u najhladnijim zimskim mjesecima, od svibnja do kolovoza, a u mnogo toplijim ljetnim mjesecima količina se snijega naglo smanjuje. Uzrok tome je jačanje sekundarne cirkulacije u zimskim mjesecima.

Prostorna raspodjela padalina na Antarktiku pravilnija je nego bilo gdje, odnosno na bilo kojemu drugom kontinentu. Naime, Antarktički ledeni pokrov ima relativno pravilan oblik, a uz to se njegova visina postupno povećava s udaljavanjem od obale do stanovite udaljenosti, a zatim se u nekim dijelovima čak i smanjuje (Južni pol nalazi se u plitkoj depresiji). Antarktički ledeni pokrov je golema reljefna barijera pa to, uz ostale faktore, utječe na cirkulaciju. Nad Antarktičkim ledenim pokrovom pretežu doduše anticiklonska stanja, ali to nije jedinstvena, golema anticiklona, tzv. glacijalna anticiklona, koja bi prekrivala cijeli Antarktik, nego se ona – kao i na Arktiku – sastoji od nekoliko anticiklonskih stanica između kojih ciklone povremeno prodiru duboko u unutrašnjost.

Sve to nije tako jednostavno, jer se osim broja ciklona mora uzeti u obzir i njihova dubina, što ovisi o intenzitetu ciklogeneze oko Antarktičkoga ledenog pokrova. Na to nas upućuje sl. 347. Godišnji hod tlaka nije u jednostavnom odnosu s godišnjim hodom temperature. Godišnji hod tlaka nije inverzan godišnjem hodu temperature, a to znači da je odlučujući faktor cirkulacija, a ne samo temperatura, kako bi se možda moglo očekivati kad se uvijek govori o »sedimentiranju« teškog i vrlo hladnog zraka. Očito je da je sve to mnogo kompliciranije, jer je vrlo važan i horizontalni gradijent temperature i tlaka, a oni ovise o površini zaleđenog mora oko Antarktika. Tlak zraka u oba slučaja (obje su postaje na periferiji Antarktika) u prosjeku je visok u toplijem dijelu godine, a niži u hladnijem dijelu godine, odnosno najniži je na prijelazu iz zimskog dijela godine u ljetni, tj. u proljeće, u rujnu, listopadu, studenome. Objašnjenje za takvu neočekivanu činjenicu jest u cirkulacijskim uvjetima. U zimskim mjesecima, osobito od rujna do studenoga silno se

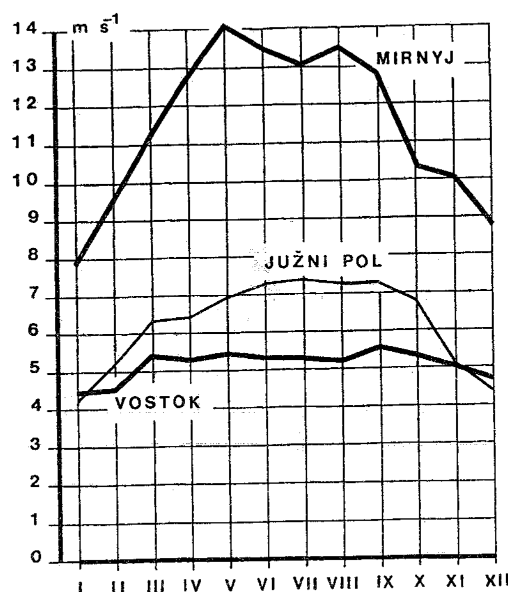


Sl. 347. Godišnji hod tlaka zraka na antarktičkim polarnim postajama Little America i Mirnyj (prema podacima W. Schwerdtfegera, 1970., nacrtao T. Šegota)

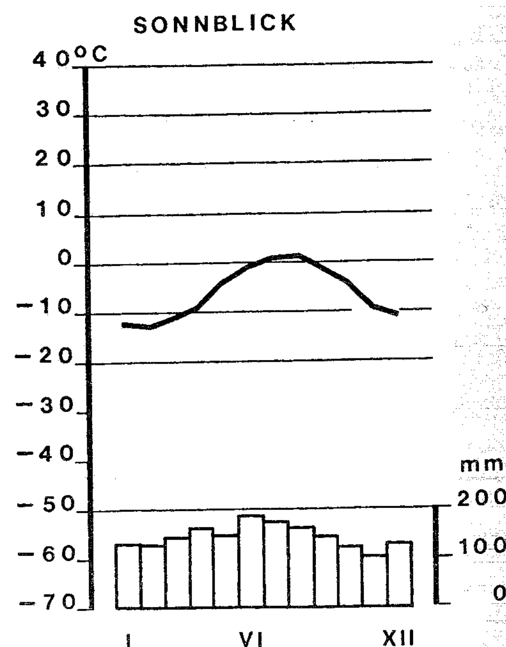
poveća horizontalni gradijent temperature između strahovito hladnoga Antarktičkoga ledenog pokrova i relativno toplih okolnih oceana, a posljedica je intenziviranje sekundarne cirkulacije. Tako bi stariju poznatu činjenicu da se u hladnijim mjesecima zona glavnih zapadnih vjetrova spušta prema ekvatoru trebalo nadopuniti, odnosno proširiti sljedećim zaključkom: u hladnom dijelu godine zona glavnih zapadnih vjetrova proširuje se i prema ekvatoru i prema polu. Tako i zimi u unutrašnjost Antarktika povremeno prodiru brojne ciklone koje donose padaline u najhladnijem dijelu godine.

Još potpuniju sliku toga kompleksnog procesa dobit ćemo analizom godišnjega hoda srednje brzine vjetra na Antarktiku (sl. 348.). Odmah se opaža opća zakonitost da je srednja brzina vjetra veća u hladnom nego u toplom dijelu godine. Godišnji je hod (tj. amplituda) izrazitiji na obali nego u unutrašnjosti. Tu je relacija prema temperaturi jednostavna: niža temperatura – veća vjetrovitost (jer je veći horizontalni gradijent temperature). I obratno: viša temperatura – manja vjetrovitost. Iz toga se može zaključiti da pojas zonalnih zapadnih vjetrova »seli« zimi prema ekvatoru, ali jaki vjetrovi »ne napuštaju« Antarktik koji bi – prema staroj jednostavnoj shemi – bio »prekriven« golemom glacijalnom anticiklonom s pretežno tihim i vedrim vremenom. Nije tako, nego je obratno! Zimi tlak *pada*, količina padalina *raste*, a vjetrovi postaju jači. Ukratko, vrlo burna ciklonska aktivnost zimi zahvati čitav Antarktik i pojas zonalnih zapadnih vjetrova. *Slabija* vjetrovitost, *viši* tlak *i manja* količina padalina karakteristika je *toplijeg* dijela godine.

Godišnji hod padalina u arktičkim krajevima je raznolikiji jer je Grenlandski ledeni pokrov neusporedivo manji od Antarktičkoga ledenog pokrova, a osim toga, raspodjela kopna i mora mnogo je kompliciranija, pa se arktičke polarne postaje nalaze pod utjecajem godišnjeg hoda padalina južno od njih. Tako se na sl. 343. vidi da se Godthåb i Angmagssalik na obali Grenlanda nalaze pod jakim utjecajem ciklona iz područja sjevernoatlantskog minimuma. Angmagssalik, koji se nalazi na istočnoj, hladnijoj obali Grenlanda, ima dvostruki maksimum s time da padalina ima više u hladnom (446 mm) nego u toplom dijelu godine (324 mm). Tako je i u Green Harboru na Svalbardu. U ljetnoj polovici godine padne 116 mm, a u zimskoj polovici 202 mm padalina. Tako je i na polarnoj postaji Station Nord na krajnjem sjeveroistočnom dijelu Grenlanda. U toploj polovici godine padne 65 mm, a u hladnoj polovici 139 mm padalina. Iz toga bi se moglo zaključiti da u unutrašnjosti Arktika većina snijega padne u hladnoj polovici godine, a ljetne padaline čini se pretežu na postajama pod utjecajem kopna južno od njih.



Sl. 348. Godišnji hod srednje brzine vjetra na antarktičkim postajama Mirnyj na obali te na Južnom polu i Vostoku u unutrašnjosti (prema podacima W. Schwerdtfegera, 1970., nacrtao T. Šegota)



Sl. 349. Godišnji hod temperature i padalina u Sonnblicku u austrijskim Alpama na visini od 3 106 m; klima ET

S porastom nadmorske visine temperatura (u prosjeku) opada; zato se na visokim planinama može konstatirati više klimatskih pojasa. Za primjer smo uzeli nama bliski Sonnblick u austrijskim Alpama (sl. 349.). Njegova visina iznosi 3 106 m, pa se lako mogu otkriti sve zakonitosti u hodu padalina i temperature u visokim planinama. Budući da se Alpe nalaze u blizini obale Atlantika i Sredozemnog mora, a Sonnblick je, za europska mjerila, vrlo visok, nema zapreka koje bi onemogućavale transport vodene pare. Zato snijega (i kiše) ima mnogo svakog mjeseca, prosječno godišnje 1 712 mm. Ipak, jasno se nazire ljetni maksimum u godišnjem hodu padalina, a tako je i u susjednim nižim krajevima. S porastom nadmorske visine temperatura opada, ali je značajno da se godišnja amplituda smanjuje u usporedbi s postajama u podnožju (Sonnblick 14,1 °C, Innsbruck 20,3 °C). U tome se očituje utjecaj niskih ljetnih temperatura. U kolovozu srednja temperatura iznosi samo 0,9 °C. (Treba upozoriti na detalj da je minimalna temperatura u veljači, maksimalna u kolovozu, a to je karakteristika godišnjega hoda temperature na velikim nadmorskim visinama). Prema tome, Sonnblick bi imao klimu *ET*, ali gotovo na granici klime *EF*.

3. PROMJENA KLIME

3.1. FLUKTUACIJE I VARIJACIJE KLIME

Kao sve u prirodi, tako se i klima neprekidno mijenja. U početku razvoja klimatologije uzimalo se da je klima nepromjenljiva; da bi se dobili što pouzdaniji podaci o vrijednosti klimatskih elemenata, nastojalo se produžiti motrenje na što veći broj godina. Smatralo se da je srednjak realniji (ili, kako se još kaže, stabilniji) ako je izveden iz većeg broja godišnjih podataka. Kasnije otkriveni nesumnjivi dokazi o promjeni klime uputili su na nužnost točnijeg definiranja i određivanja pojma »promjenljivost klime«, jer se brzo pokazalo da je promjena klime vrlo kompleksna, da se sastoji od nekoliko procesa vrlo različitog reda veličine koji su superponirani jedni na druge. Tako ga promatrajući, pojam »normalna vrijednost« nekoga klimatskog elementa gubi važnost, odnosno nastao je problem koja je klima »normalna«, iz kojeg razdoblja. Naime, klima najnovijeg doba, tzv. *instrumentalnog perioda*, perioda postojanja točnih meteoroloških instrumenata baždarenih prema jedinstvenim međunarodnim kriterijima – što omogućuje uspoređivanje numeričkih podataka iz najrazličitijih dijelova svijeta – *nema* nikakvu povlasticu, a ni razlog da bi se smatrala »normalnom« klimom. Ona je samo jedna etapa, jedna karika u beskonačnom nizu, koja se stjecajem okolnosti (opći napredak znanosti i tehnike, primjena međunarodnog dogovora o mjerenju meteoroloških elemenata u točno definiranim uvjetima) prvi put može registrirati. Ali, da bi se odredila tendencija razvoja neke veličine, npr. tendencija razvoja klime, potrebno je imati »čvrstu točku«, standardnu veličinu iz jednoga određenog perioda (»prametar«) s kojim će se uspoređivati ostale starije i mlađe veličine, a samo se takvim *uspoređivanjem* podataka može dokazati tendencija razvoja klime. Za standardni period je preporučeno 30-godišnje razdoblje od 1961. do 1990. god. Ako ne postoje podaci iz tog perioda, klima jednoga kraja ili mjesta definira se prosječnim stanjem klimatskih elemenata u kontinuiranu, neprekinutu nizu od 30-ak godina (kaže se da podaci moraju biti homogeni). Ako se usporede dva ili više 30-godišnjih nizova podataka (preporučuje se uspoređivanje podataka sa srednjacima iz razdoblja 1961.–1990.), dobije se veličina promjene klime najnižeg reda veličine. Ali, već smo u početku vidjeli da još nije posve jasno što je klima. Prema tome, kako se može utvrditi promjenljivost klime, kako dokazati da se ona mijenja, ako nije posve jasno što je klima. Koliko je taj problem važan, najbolje se vidi iz činjenice da se o tome raspravljalo na više međunarodnih meteoroloških kongresa, a 1960. god. u Londonu je osnovana i specijalna Radna grupa za klimatološke norme Svjetske meteorološke organizacije, čijih se preporuka mnogi još ne drže, ili to ne mogu zbog nedostatka podataka. Uz ostalo, pokazalo se da duljina standardnog perioda nije jednaka za sve klimatske elemente niti je jednaka u svim dijelovima svijeta. (Npr., u vlažnim tropima dovoljno je samo nekoliko godina da se dobiju reprezentativni podaci o temperaturi, a u umjerenom pojasu dalje od obale oceana potreban je mnogo duži period.) J. M. Mitchell i suradnici (1966.) predložili su sljedeće termine.

Promjena klime je najgeneralniji termin kojim se obuhvaćaju svi mogući oblici nepostojanosti klime, bez obzira na njihovu statističku prirodu (ili fizičke uvjete). Granica koja odvaja klimatske promjene od vremenskih promjena pretpostavlja se da se nalazi negdje između 5 i 11 godina.

Suvremena promjena klime je promjena klime koja je nastala u posljednjim desetljećima, ali ne prije početka 20. stoljeća.

Sekularna[132] *promjena klime* je promjena klime koja je nastala u posljednjim desetljećima ili stoljećima. Smatra se da u većem dijelu svijeta sekularni period nije počeo prije početka ili sredinom 19. st. Sekularne promjene klime su reda veličine oko 200 godina, pa se nazivaju i *promjenom klime u instrumentalnom periodu.* Kao i u svim drugim slučajevima, vremenska granica nije fiksna.

---

[132] lat *saeculum* - stoljeće

Fluktuacija[133] *klime* je nepostojanost klime koja se sastoji od bilo kakva oblika sistematske promjene, pravilne ili nepravilne, izuzimajući trend i diskontinuitet. Karakteriziraju je barem dva maksimuma (ili dva minimuma) i jedan minimum (ili jedan maksimum), uključujući vrijednosti na krajnjim točkama promatranog perioda. Fluktuacije bi imale vrlo različit period, otprilike od jednog stoljeća do nekoliko milijuna godina, pa postoji mogućnost interferencije više fluktuacija različitog perioda.

Ako je fluktuacija pravilna, tj. ako se varijabla pravilno mijenja između sukcesivnog maksimuma i minimuma, onda je riječ o *klimatskoj oscilaciji*[134].

Varijacija klime je fluktuacija, ili samo njezin dio, čije je karakteristično vrijeme dovoljno dugo da se može očitovati izrazita razlika između sukcesivnih 30-godišnjih srednjaka (normi) stanovite varijable.

Klimatski trend je promjena klime koju karakterizira blag, monotoni porast ili pad srednje vrijednosti u periodu motrenja. Ne odnosi se samo na linearnu promjenu, ali je karakteriziran samo jednim maksimumom i jednim minimumom na krajnjim točkama promatranog perioda.

Postoje i druge definicije spomenutih termina, ali i drugi termini koji se nerijetko uzimaju u različitu značenju. Često se ti termini upotrebljavaju u literaturi u sljedećim značenjima (L. Lysgaard, 1949.):

Klimatska varijacija je razlika između dva sukcesivna 30-godišnja srednjaka. (Npr., ako je $\overline{T}_{1901-1930}$ srednja temperatura tog perioda, tada se varijacija temperature od 1901. do 1960. god. dobiva kao razlika $\overline{T}_{1931-1960} - \overline{T}_{1901-1930}$.) Ako su varijacije permanentnog karaktera, tj. ako imaju stalan predznak, pozitivan ili negativan, tada se govori o promjeni klime.

Fluktuacija klime postoji onda ako varijacija mijenja predznak.

To je, dakle, obratno od prijedloga Svjetske meteorološke organizacije 1935. god. u Warszawi da se fluktuacijom klime smatra razlika između dvaju 30-godišnjih srednjaka. Ako ta razlika prijeđe stanovitu vrijednost (»...dépasse un certain valeur...«), onda je riječ o varijaciji klime. Ali, kolika je ta »stanovita vrijednost"? U. Rüge (1965.) navodi da je to standardna devijacija.

Poznati istraživač klimatskih promjena H. W. Ahlmann (1948.) fluktuacijom klime smatra promjene klime najnižeg reda veličine, klimatske promjene najnovijeg datuma. Klimatske promjene u dugim vremenskim periodima, klimatske promjene višeg reda veličine on naziva varijacijama klime. (U varijacije klime ubraja se pojava glacijacija ili ledenih doba, zajedno sa smjenom glacijala i interglacijala.)

Očito je da postoji terminološki kaos. Budući da je tendencija razvoja klime vrlo kompleksan proces, fluktuacije i varijacije klime nisu i ne moraju uvijek biti procesi istog smjera. Tako npr. u periodu općeg otopljavanja klime u dužem vremenskom razdoblju može biti kratkotrajnih perioda »pogoršanja« ili perioda zahlađenja, ili obratno, u razdoblju dugotrajnog zahlađivanja klime može biti kraćih faza otopljavanja. Zato se prema fragmentarnim i kratkotrajnim podacima ne smiju izvoditi dalekosežni zaključci o tendenciji razvoja klime, napose ne kad je riječ o kratkoperiodičnim promjenama klime (koje čak i ne moraju biti jednake u svim dijelovima svijeta).

3.2. PROMJENE KLIME U INSTRUMENTALNOM PERIODU

O najnovijim promjenama klime postoje obilni podaci, ali u golemoj većini oni potječu sa sjeverne hemisfere, odnosno s još užeg područja, s teritorija najrazvijenijih zemalja s obje strane Atlantskog oceana. Prije nego što pokušamo objasniti mehanizam klimatskih promjena u instrumentalnom periodu, potrebno je objasniti jednu klimatološko-statističku metodu koja se mnogo upotrebljava, a to je metoda izglađivanja vremenskih nizova, odnosno izračunavanje kliznih, presižućih (ili pokretnih) srednjaka. Opća je karakteristika klimatskih srednjaka velika promjenljivost iz godine u godinu (tzv. *međugodišnja varijacija*). S opisanom metodom nastoje se utvrditi dugoperiodičke promjene u nizu podataka, a eliminirati previše naglašena odstupanja u nekim godinama. Kako se to radi, prikazat ćemo na jednom primjeru. Ako su

$$\overline{T}_1, \overline{T}_2..., \overline{T}_{k-1}, \overline{T}_k$$

srednje godišnje temperature, onda je

$$\overline{T}_{5-6} = \frac{1}{10}(\overline{T}_1 + \overline{T}_2 + ... + \overline{T}_9 + \overline{T}_{10})$$

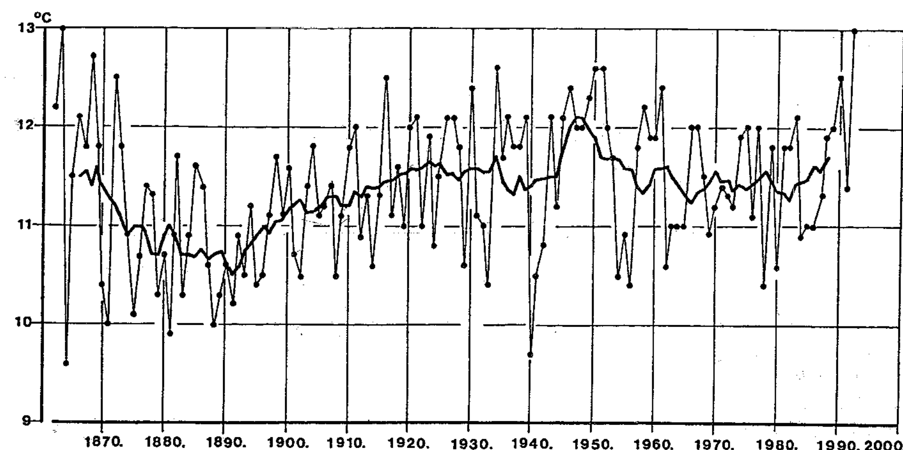
$$\overline{T}_{6-7} = \frac{1}{10}(\overline{T}_2 + \overline{T}_3 + ... + \overline{T}_{10} + \overline{T}_{11})$$

...

$$\overline{T}_{(k-5)-(k-4)} = \frac{1}{10}(\overline{T}_{k-9} + \overline{T}_{k-8} + ... + \overline{T}_{k-1} + \overline{T}_k).$$

Tako se cijeli niz »komprimira« na onoliko godina (za polovicu s jedne i za polovicu s druge strane, tj. za po pet godina u gornjem primjeru) za koliko se godina izračunavaju pokretni srednjaci (u gornjem slučaju 10, pa se kaže 10-godišnji pokretni srednjaci). Pokretni srednjaci mogu se izračunati za bilo koji broj godina (npr. 5, 10, 20, 35, 50 itd. godišnji pokretni srednjaci). Tako se na grafu pokretnih srednjaka lako može otkriti promjena promatranoga klimatskog elementa, koja bi se ubrajala u klimatske promjene, mnogo lakše nego što se to može samo pomoću grafa godišnjih ili mjesečnih vrijednosti promatranoga klimatskog elementa. Pokretni srednjaci mogu se izračunati ne samo za temperaturu, nego i za bilo koji drugi klimatski element.

Elementarno svojstvo srednjih godišnjih temperatura zraka jesu velike međugodišnje varijacije. Kako to izgleda u Zagrebu prikazano je na sl. 350. Poznato je da na godišnje temperature najviše utječu zimske temperature. Nakon pada temperature potkraj prošlog stoljeća, koje je nastalo uslijed češte pojave hladnih zima i proljeća (minimum je bio u desetljeću 1887.–1896., a iznosio je 10,5 °C) pojavila se jasna tendencija porasta temperature koja je, poslije kraćega slabijeg prekida do oko 1940. godine, kulminirala u desetljeću 1943.–1952. kada je iznosila 12,1 °C. Otada se vidi jasna opća tendencija pada pokretnih 10-godišnjih temperatura sve do slabo izraženoga drugog minimuma 1978.–1987. godine. Posljednje razdoblje opet obilježuje vrlo izraziti trend povišenja temperature. Analizom godišnjih amplituda temperature (J. Juras, 1985.) zaključuje se da su se smjenjivala razdoblja pojačane kontinentalnosti (1862.–1890. i 1921.–1950.) s razdobljima smanjene kontinentalnosti (1890.–1920. i 1951.– 1980.).



Sl. 350. Srednje godišnje temperature zraka u Zagreb–Griču i 10-godišnji klizni srednjaci (T. Šegota, 1970.; J. Juras, 1985.; niz nastavili autori udžbenika)

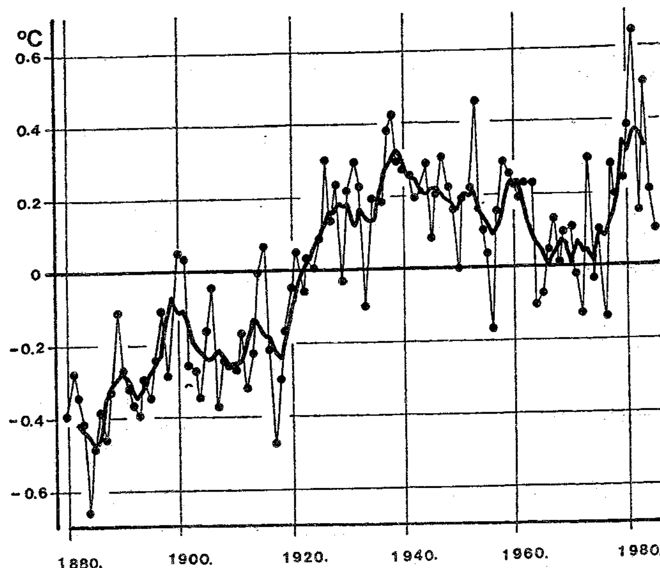
Upoznajmo promjene temperature na sjevernoj hemisferi (sl. 351.). Jasno se opaža trend porasta temperature, ali se smjenjuju kraća toplija razdoblja s kratkotrajnim hladnijim razdobljima. Između 1880. i 1940. temperatura je porasla za 0,6 °C, a između 1940. i 1970. je pala za 0,3 °C. Poslije 1970. temperature su opet porasle za 0,3 °C do 1980., a i dalje rastu. Nije poznato koliko je na taj proces utjecala promjena okoliša u gradovima.

Analizom sličnih promjena temperature u brojnim postajama na sjevernoj hemisferi dobili su se rezultati koji su prikazani na sl. 352. Sličan porast temperature zraka ustanovljen je u Danskoj, sjevernoj Rusiji, na Kanadskim arktičkim otocima, čitavom sjevernom Atlantiku i sjevernom Pacifiku. Srednja godišnja temperatura je u periodu od 1929. do 1938. god. prema srednjaku od 1881. do 1938. god. porasla u bazenu sjevernog Atlantika i Sjevernoga ledenog mora za 1,5 – 3,5 °C (područje maksi-

---

[133] lat. *fluctuatio* - gibanje; fluktuacija je promjena veličine bez stroge periodičnosti

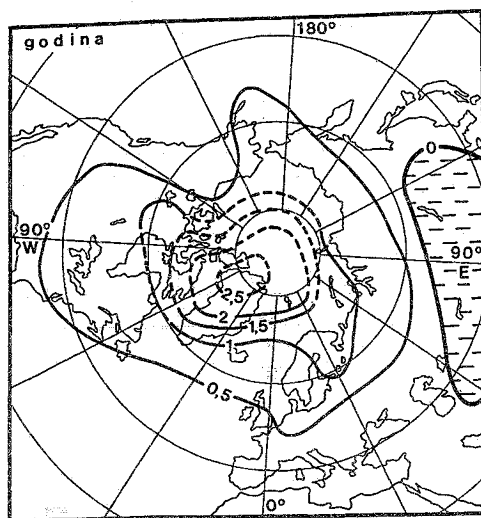
[134] lat. *oscillare* - titrati, njihati; osciliranje je ravnomjerno opetovanje određenog niza stanja

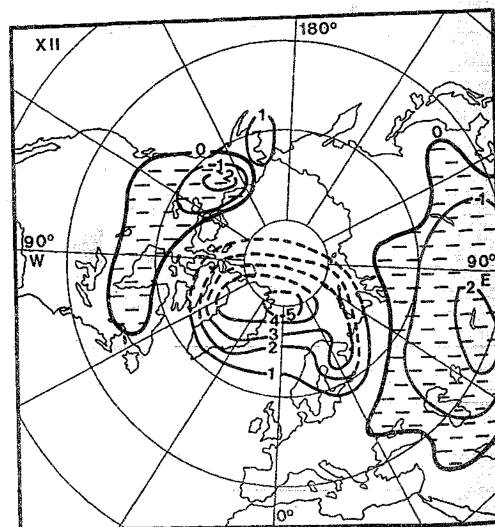


Sl. 351. Odstupanja srednjih godišnjih temperatura i 5-godišnjih kliznih srednjaka od prosjeka 1951.–1980. na sjevernoj hemisferi (J. Hansen i S. Lebedeff, 1987.)

malnog otopljavanja je na sjevernom Grenlandu), pa se često upotrebljava termin »otopljavanje Arktika« ili još šire »opće otopljavanje«. Mnogo je izrazitija tendencija otopljavanja u zimskim mjesecima (prosinac na sl. 352.), napose u širem području Grenlanda, gdje je srednja prosinačka temperatura porasla za 4 – 6 °C. Vrlo je važno istaknuti činjenicu da temperatura u promatranu razdoblju *nije porasla* na čitavoj sjevernoj hemisferi. To osobito vrijedi za prosinac, pa se vidi da je u Sjevernoj Americi i središnjem dijelu euroazijskoga kopna proces usmjeren u dijametralno suprotnom smjeru: u tim krajevima postoji proces *zahlađivanja* (u prosincu čak i do 2 °C). Otopljavanje posljednjih godina prije Drugoga svjetskog rata, tj. od 1929. do 1938. god. zahvatilo je pretežno krajeve pod utjecajem oceana. Dublje u kontinentima zbiva se suprotan proces – zahlađenje.

Ti primjeri pokazuju da prekratki nizovi temperatura nisu pogodni za izvođenje općih zaključaka. Očito je da je pouzdaniji niz 1880.–1985. god. (sl. 351.), pa se u svjetskoj klimatološkoj literaturi (npr.





Sl. 352. Odstupanje srednje godišnje i srednje prosinačke temperature 1929.–1938. god. od srednjaka 1881.–1938. god. (E. S. Rubinštejn; izvor: B. P. Alissow i dr., 1956.)

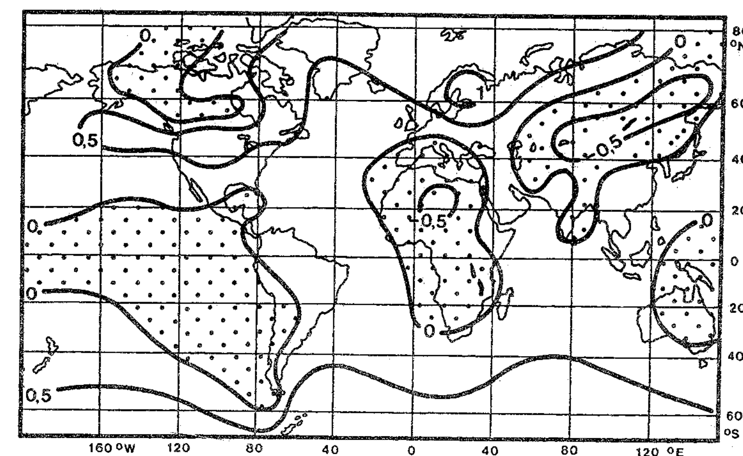
H. H. Lamb, 1967.) uzima da je spomenuti »opći« porast temperature počeo oko 1840. god. (ili prije), a da je kulminacija bila oko 1940. god. (u Arktiku 1920.–1940.). Ni u tom primjeru, kako se pokazalo, nije ispravna tvrdnja da je taj proces otopljavanja svagdje počeo istodobno, a ni maksimum nije postignut u istom razdoblju.

Istraživanja na južnoj hemisferi pokazala su da je otopljavanje ili zahlađenje posljednjih desetljeća svjetski proces (sl. 353.), koji je sigurno u (kompliciranoj) uzročnoj vezi s promjenama temperature svjetskog mora. Prema stanju 1921.–1930. god., u razdoblju 1931.–1940. god. srednja godišnja temperatura zraka povećala se u sjevernom Pacifiku, u većem dijelu Sjeverne Amerike, u Atlantskom oceanu i u zapadnom i sjevernom dijelu Europe, u bazenu Sjevernoga ledenog mora, u Indijskom oceanu i južnom Pacifiku. Ne postoje podaci prema kojima bi se mogao izvesti zaključak o sličnim promjenama u užem području Antarktičkoga ledenog pokrova. Istodobno je temperatura pala u Tihom oceanu između Australije i Filipina na zapadu te Srednje i Južne Amerike na istoku, u najvećem dijelu Afrike i južne Europe, u najvećem dijelu unutrašnje Azije te u sjeverozapadnoj Sjevernoj Americi.

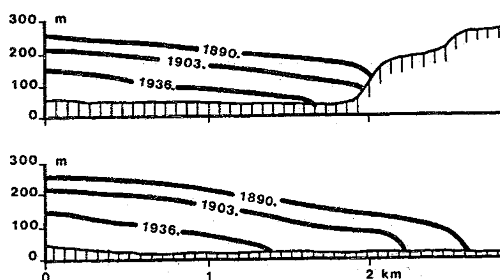
Ledenjaci su vrlo osjetljivi na promjene temperature; sistematsko ispitivanje njihovih dimenzija pokazalo je da se najveći dio ledenjaka, barem na sjevernoj hemisferi, nalazi u fazi povlačenja, koje traje već oko 100 godina (otprilike od 1850. god.). Tako se 1947.–1948. god. od 262 ledenjaka u Francuskoj, Švicarskoj, Italiji, Austriji, Norveškoj i na Islandu 88% povlačilo, a samo je 6,5% napredovalo. Godinu dana poslije, 1949.–1950. god. od 318 ledenjaka u Europi 96% se povlačilo, 3,5% je napredovalo, a 0,5% je stagniralo. Nedostaju pouzdani podaci o Antarktičkom ledenom pokrovu, a upravo bi oni bili najpouzdaniji za izvođenje dalekosežnih zaključaka. Uzima se da je jedan od bitnih uzroka povlačenja ledenjaka povišena ljetna temperatura.

Na sl. 354. prikazan je profil jednoga od brojnih ledenjaka koji se povlače već nekoliko desetaka godina. Na profilima se vidi ono najvažnije (a što se ne vidi na planu ili na fotografijama), a to je da ledenjaci ne samo da se povlače prema cirkovima, tj. prema svojim izvorišnim područjima, nego se bitno smanjuje i njihova debljina, odnosno volumen leda u njima. To znači da je povlačenje ledenjaka samo krajnja posljedica ranije započetog procesa smanjenja volumena leda. Tako su se i duljina ledenog jezika Hoffell, kao i njegova debljina i volumen leda neprekidno smanjivali od 1890. do 1936. godine. Brojna druga istraživanja utvrdila su da se smanjila količina leda i u akumulacijskom području, a ne samo da se povećala ablacija. Postoje znakovi da je to povlačenje ledenjaka na sjevernoj hemisferi u posljednjim godinama usporeno ili pak, sve više ledenjaka stagnira, a većina se opet počela povlačiti. Povlačenje i spuštanje ledenjaka ovisi o visini snježne granice koja, osim o padalinama, ovisi i o temperaturi. Tako se snježna granica u Alpama od 1920. do 1950. god. izdigla za 90–95 m, u posljednjih 100 godina za 100–200 m, a u ekstremnim slučajevima čak za 400–500 m.

Uspoređivanjem visine razine svjetskog mora s raznih točaka svijeta u posljednjih nekoliko desetljeća pokazalo se da postoji opća tendencija porasta morske razine. Jedan od uzroka tog procesa (zacijelo glavni uzrok) može biti kopnjenje leda u vezi s porastom temperature u višim geografskim širinama, gdje se nalaze ledenjaci i ledeni pokrovi. Općenito se uzima da se povlačenje većine ledenjaka na svijetu mora odraziti na općem porastu morske razi-



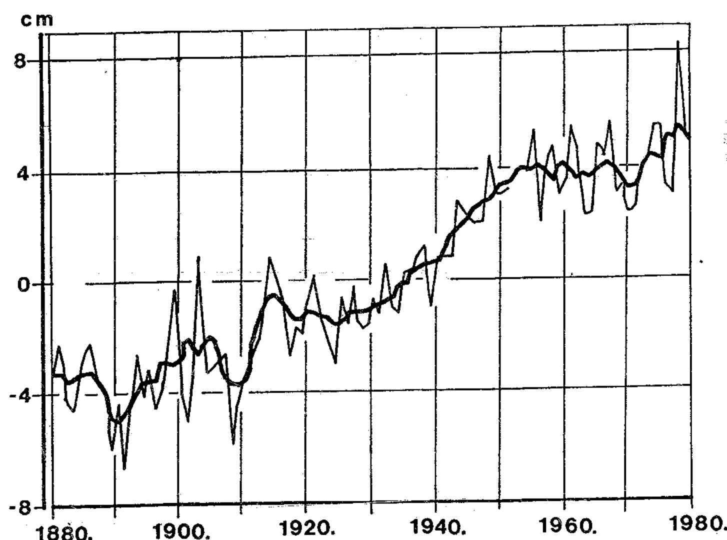
Sl. 353. Odstupanje srednje godišnje temperature zraka u periodu 1931.-1940. god. prema stanju 1921.-1930. god.; točkicama su označena područja s padom temperature (R. Scherhag, 1950.)



Sl. 354. Djelomični transverzalni i longitudinalni profil jednoga od ledenih jezika (Hoffell) ledenjaka Vatna na Islandu (S. Thorarinsson, 1937.)

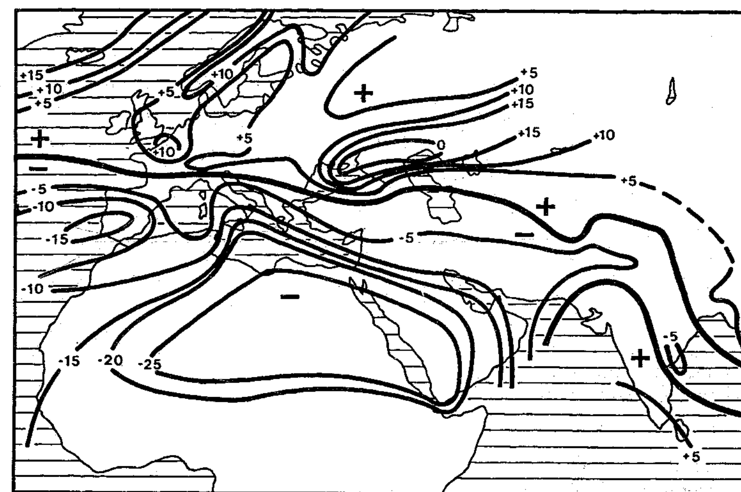
ne, ali nije moguće utvrditi koliko je tome pridonijelo nestajanje planinskih ledenjaka, a koliko eventualno povlačenje Grenlandskog i Antarktičkog ledenog pokrova. Budući da je izdizanje morske razine opći svjetski proces, ono je registrirano na svim mareografima u svim lukama na svijetu, ali brzina izdizanja morske razine nije svagdje jednaka jer istodobno postoji radijalno izdizanje ili spuštanje obale, ili se pak neke luke, koje se nalaze na ušću rijeka, tj. na debelim riječnim sedimentima, spuštaju, »tonu« zbog povećanja kompaktnosti tih sedimenata. U posljednjih 59 godina, tj. od 1891. do 1950. god., razina Sredozemnog mora izdigla se za 91 mm, što iznosi prosječno godišnje 1,5 mm (S. Polli, 1962.). Recentno izdizanje morske razine nije linearan proces, nego se izmjenjuju razdoblja bržeg i sporijeg izdizanja; tako se npr. od 1891. do 1900. god. razina Sredozemnog mora izdigla za 16 mm, a u sljedećem desetljeću, od 1901. do 1910. god. samo za 2 mm, itd. Za cijeli svijet isti autor uzima (S. Polli, 1970.) da se od 1905. do 1969. god. morska razina izdigla za prosječno 11 mm u 10 godina. (Trst 15 mm u 10 godina; razlika od 4 mm u 10 godina posljedica je spuštanja kopna. Slično je i u Veneciji. U Venecijanskoj laguni izdigla se morska razina od 1900. do 1950. god. za prosječno 3 mm godišnje, ali od toga na spuštanje tla otpada 2 mm godišnje.) Na sl. 355. prikazana je srednja visina morske razine u posljednjih 100 godina prema podacima sa svih svjetskih mora. U posljednjih 100 godina prema tim se podacima razina svjetskog mora izdiže prosječno 1,2 mm godišnje, a B. Gutenberg (1941.) uzima 1,1 mm godišnje.

Kao temperatura, slično se promijenila i geografska raspodjela padalina. Količina padalina *porasla* je u jugoistočnoj Aziji i u velikim dijelovima umjerenih širina, zatim u nekim dijelovima Arktika, a *opala* je u suptropima i tropima Afrike, Australije, Brazila i Sjedinjenih Američkih Država. Osim velike varijabilnosti padalina u aridnim krajevima, njih karakterizira i velika anomalija, tj. veliko odstupanje padalina u nizu godina uspoređenome s dugogodišnjim prosjekom. Na sl. 356. prikazana je anomalija padalina u sjevernoj Africi, jugozapadnoj Aziji i Europi. Lijepo se vidi da je u najnovijem razdoblju, tj. od 1911. do 1940. god. u odnosu prema srednjaku od 1881. do 1910. god. znatno *opala* količina kiše u najvećem dijelu afro-azijskoga pustinjskog pojasa (izuzetak je srednja Azija, gdje je količina padalina porasla). I opet ista teškoća: najveća je anomalija upravo u krajevima s najmanjom količinom kiše, pa takve promjene količine padalina imaju izravne negativne posljedice jer smanjuju agrarnu i stočarsku proizvodnju.



Sl. 355. Srednje godišnje razine svjetskog mora i 5-godišnji klizni srednjaci (V. Gornitz i dr., 1982.)

Sl. 356. Odstupanje količine padalina (u postotku od srednje godišnje količine) u razdoblju 1911.–1940. prema godišnjem srednjaku iz razdoblja 1881.–1910. god. u afro-azijskom pustinjskom pojasu i u umjerenom pojasu u Europi i Aziji (K. Butzer, 1957.)



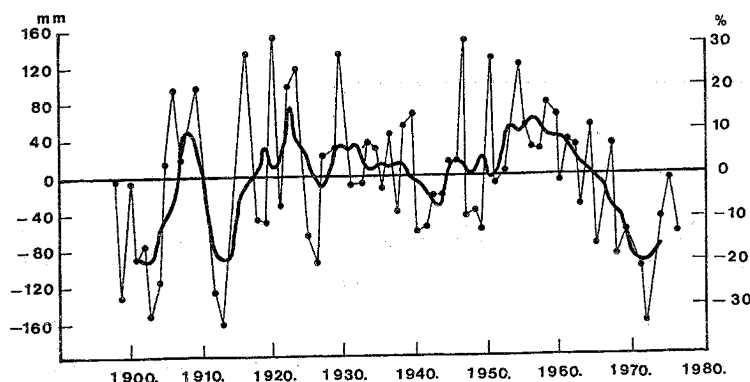
Treba ipak istaknuti važnu činjenicu da smanjenje količine padalina nije opći svjetski proces; ono je ograničeno na suha područja, a suprotno tome u humidnoj je Europi količina padalina *porasla.* Vrlo je važno da je površina Kaspijskog jezera poslije 1930. god. smanjena za 28 000 km^2, ali je teško odvojiti utjecaj klimatskih promjena od utjecaja čovjeka koji znatnu količinu vode u porječju Volge troši za navodnjavanje. Ipak, brojna su se manja slana jezera u cijelom svijetu isušila, a druga se smanjuju. Razina Mrtvog mora pala je sa -391 m 1897. god. na -398,83 m 1963. god

Ima malo klimatoloških tema o kojima se toliko piše i govori kao o problemu suša; one su uzrok golemih patnji desetaka milijuna ljudi. Treba lučiti dvije strane tog problema; a) suše i b) dezertifikacija.

A) *Suša* je nedostatak vode za rast biljaka. Zato se suša u nekom dijelu svijeta može »otkriti« i na jednostavnom prikazu anomalije kiše. Kako to izgleda u sudansko-sahelskoj zoni prikazano je na sl. 357. Očito je da su se suše povremeno vraćale, jer su posljedica povremenog smanjenja kiše, odnosno i suše su uobičajeni očekivani prirodni procesi, posljedica neprekidne promjenljivosti klime. Povratkom »normalnim«, tj. natprosječno kišovitim ljetima uspostavlja se prethodno stanje, tj. vraća se prirodni biljni pokrov.

B) *Dezertifikacija* je mnogo kompleksniji, sveobuhvatniji proces (sl. 358.), a sve se više pripisuje negativnu utjecaju čovjeka, odnosno zajednice, pa bi to bio noviji proces. Dezertifikacija bi u biti bila degradacija tla u suhim, polusuhim i suphumidnim krajevima, jer je tlo vrlo osjetljivo na poremećaje, odnosno teško se uspostavlja prijašnje stanje (jer su pedogenetski procesi vrlo spori). Dezertifikaciju uzrokuju sljedeći procesi. Neki su posljedica uvođenja suvremene tehnologije. To je prije svega redukcija potencijalne produktivnosti tla kao posljedica uništavanja (uglavnom plitkoga) tla i biljnog pokrova na njemu, prije svega zbog pretjerane ispaše i preoravanja tla koje time lako gubi vlagu, te lako podliježe eolskoj eroziji i ispiranju za vrijeme kratkotrajnih, ali vrlo jakih pljuskova. Zatim slijede: skraćenje ugara zbog velikoga populacijskog pritiska; spuštanje vode temeljnice zbog pretjeranog crpljenja vode; salinizacija tla zbog pretjerane upotrebe navodnjavanja; pretjerana sječa biljnog pokrova zbog povećanih potreba za gorivom i obrađenim površinama, jer je težište gospodarstva i dalje na biljnoj proizvodnji i stočarstvu, a broj se stanovnika povećava zastrašujućim tempom. Međutim, i broj je stoke prešao gornju granicu podnošljivosti. U prošlosti su mnoga plemena za vrijeme suše selila »za hranom«; to je danas znatno smanjeno jer su nastale brojne nove države, a s njima i »neprobojne« granice. Treba dodati i druge procese kao što su militarizacija država te etnocidi stravičnih razmjera itd.

U klimatološkoj literaturi mnogo se citira primjer Grenlanda i Islanda. Usporedbom stanja posljednjih godina na prijelazu u 20 st. i recentnih opažanja pokazalo se da se promijenila geografska raspodjela, uvjeti razmnožavanja, količina itd. većine životinjskih vrsta koje žive na sjevernom Atlantiku. Nekoliko vrsta ribe koje imaju veliku ekonomsku vrijednost pomaklo je svoju sjevernu granicu areala. Na primjer, u sjeverozapadnom Atlantiku bilo je glavno ribolovno područje oko 1920. god. između 60° i 67° N, s tim da je težište bilo južnije od 65°. Pedesetih godina pomaklo se glavno ribolovno

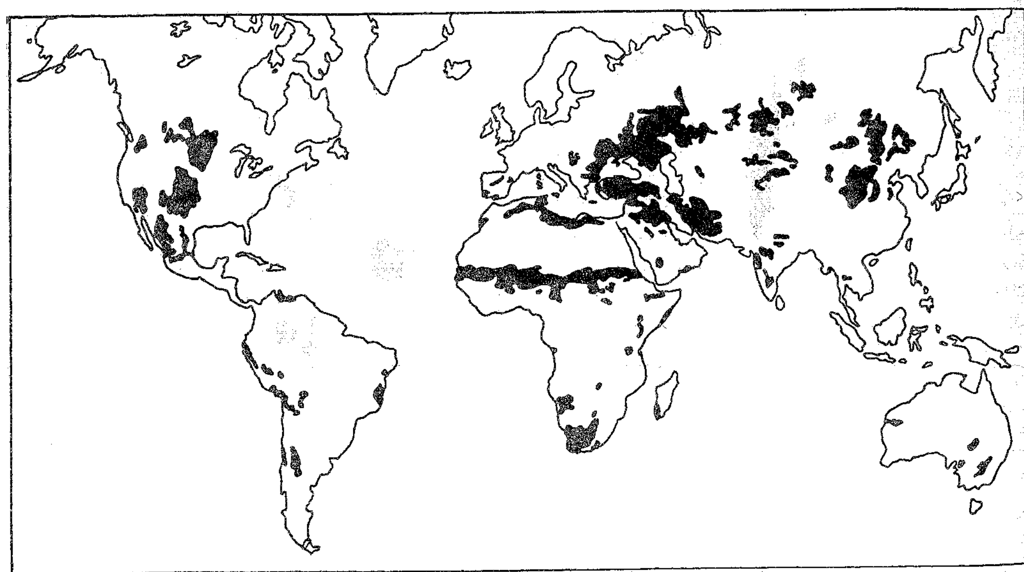


Sl. 357. Anomalija godišnjih padalina 1891.–1976. godine i 5-godišnji klizni srednjaci u sudansko-sahelskoj zoni; odstupanja u milimetrima i postocima (I. I. Borzenkova, 1980.)

područje 300 milja sjevernije. U vodama oko Islanda pojavilo se devet novih vrsta riba, povećao se broj individua u 23 vrste, a pet vrsta ribe pomaklo je svoj areal na sjever. To vrijedi i za dvije vrste kitova.

Slične promjene, ali s još većim posljedicama, nastupile su i u vodama Grenlanda. Već smo vidjeli da je poslije 1920. god. otopljavanje klime, osobito zimi, poprimilo tolike razmjere da je to imalo i velike praktične posljedice u životu Grenlanda. Pred obalom zapadnoga Grenlanda morska je voda postala toplija za 1,3 °C. U području Julianehåba Eskimi su sve do početka ovog stoljeća lovili tuljane i imali gotovo autarkičnu ekonomiju. Od 1910. god. počinje lov bakalara (1916. god. ulovljeno je 125 t, 1925. god. 1000 t, a 1951. god. nešto više od 20 000 t), brancina i velike ploče, koji postaju vrlo važna hrana i izvozni proizvod! Istodobno s otopljavanjem klime katastrofalno se smanjio ulov tuljana, koji je zamijenjen lovom na bakalare. Tako se gotovo autarkično gospodarstvo naglo mijenja u gospodarstvo povezano sa svjetskim tržištem. Ta je promjena prouzročila mnoge duboke socijalne i kulturne probleme. Tehnika ribolova, način prehrane i tip naselja naglo su se izmijenili. Eskimi na zapadnom Grenlandu doslovno su »preko noći« od lovaca postali ribari. Nekadašnji polunomadski način lovljenja tuljana zamijenjen je stalnim ribolovom. Riba se lovi cijele godine, a ribari su izgradili stalna naselja i čitavu mrežu pomoćnih ribarskih postaja gdje se obavlja prva faza prerade ribe, a u Narssaqu je izgrađena tvornica za preradu ribe. Ali, to je samo ribolov uz obalu i u fjordovima. Preorijentacija na ribolov donijela je problem uvoza sve potrebne robe. Prije toga je ekonomija bila autarkična jer se od tuljana dobivala hrana, odjeća, materijal za gradnju čamaca (kajaka), slanina, odnosno od nje dobiveno ulje za rasvjetu i grijanje. Mnogo je novaca trebalo da se kajaci zamijene suvremenim ribarskim brodicama opremljenima novom ribarskom opremom i motorima, eholotima i radio-vezom. Julianehåb je središte grenlandskog ovčarstva (27 000 ovaca od ukupno 30 000 koliko ih ima na Grenlandu). Ovčarstvo je moguće samo u manjim izoliranim područjima gdje su povoljni lokalni klimatski, edafski i vegetacijski uvjeti. Zato prevladavaju izolirani, razbacani posjedi. Gotovo bez izuzetka oni se nalaze na istim mjestima gdje su bili vikinški posjedi od 10. do 15. st. Slabljenjem lova na tuljane nestaju stara, malena, razbacana naselja lovaca na tuljane, a stanovništvo prelazi u naselja u području gajenja ovaca i ribolova.

Spomenimo još nekoliko posljedica najnovijih klimatskih promjena. U Norveškoj je pšenica zamijenila zob, a obrađeno tlo je doprlo do granice šume, koja se istodobno izdigla na veću nadmorsku visinu. U Finskoj je ustanovljeno da voće ranije dozrijeva, granica areala pšenice i raži pomakla se na sjever, a neke su se močvare isušile. Slično je utvrđeno i u Švedskoj, na Islandu i na Grenlandu. Granica stalno zaleđenog tla povlači se na sjever. Period navigacije na otočju Svalbard produžilo se sa 95 dana 1909.–1912. god. na 175 dana 1930.–1938. i na 203 dana 1939. god. Najnovijim klimatskim promjenama barem djelomično se pripisuje katastrofalno sušenje slavonskih nizinskih hrastovih šuma na velikim prostranstvima (Z. Vajda, 1947.). Klimatske promjene na prijelazu u 20. st. utjecale su na poremećaj biocenotske ravnoteže. Sve promjene koje su nastale na početku ovog stoljeća nisu izravno utjecale na sušenje naših hrastovih šuma, nego su odlučno utjecale na slabljenje biološke snage, otpornosti tih šuma, a s druge strane vrlo su povoljno djelovale na razmnožavanje i rasprostiranje insekata i gljiva koji napadaju hrastove.



Sl. 358. Krajevi zahvaćeni dezertifikacijom (UNEP, 1992,; D. S. G. Thomas, 1993.)

3.3. HISTORIJSKE I HOLOCENSKE PROMJENE KLIME

Promjene klime u instrumentalnom periodu posljednja su, najbolje upoznata faza razvoja klime. Iako se temperatura u nekim gradovima mjeri već nekoliko stoljeća, u prethodnom smo se razmatranju ipak ograničili na posljednjih stotinjak godina (134 god. na primjeru Zagreba), jer se stariji termometri ne mogu usporediti s današnjima, a ni uvjeti mjerenja, koji su danas strogo definirani, često nisu bili ispunjeni; ukratko, kaže se da mnogi nizovi nisu homogeni. Što se više udaljujemo u prošlost, podaci su nesigurniji, sve se više gube detalji, a ostaje očita samo opća tendencija promjene klime. Prema sadašnjem stanju znanja moglo bi se izdvojiti više faza, ali moramo imati na umu činjenicu da je uvijek bilo izuzetno hladnih zima ili vrućih ljeta i suša (jedna ili više godina za redom), koje su odudarale od općeg stanja. Početak otopljavanja sredinom prošlog stoljeća (koje je kulminiralo, čini se, oko 1940. god.) možemo obratno označiti krajem jednoga hladnog razdoblja koje je nazvano *malo ledeno doba* (između 1400. i 1850. god., a najhladnije je bilo otprilike 1450. i 1700. god.) kad se u Europi pojavio niz vrlo hladnih zima. Brojni su se ledenjaci spustili najniže poslije posljednjega, virmskoga glacijala, i na toj su se visini održali sve do kraja 19. st., kad su se počeli naglo povlačiti; u tom je razdoblju led zatrpao i zatvorio neke alpske prijevoje. U arktičkim krajevima znatno se proširila površina zaleđenog mora (arktički polarni led). Tada su propali prvi pokušaji da se plovi Sjeveroistočnim i Sjeverozapadnim prolazom. Temperatura vode sjevernog Atlantika sjeverno od 50° N bila je 1–3 °C niža nego danas. Znatno se povećao broj zima kada se zaleđivala Temza. Brojni posjedi u Alpama, Norveškoj, na Islandu bili su napušteni. Na Islandu je sasvim prestalo gajenje žitarica, koje je u najskromnijim razmjerima obnovljeno tek poslije 1920. godine. Na tom istom otoku tada su nestale posljednje šume, koje su se očuvale iz prijašnjih povoljnijih klimatskih razdoblja (nestanak šume treba djelomično pripisati i djelovanju čovjeka). Na Islandu postoje brojni dokazi da su se ledenjaci spustili i zatrpali nekadašnje farme i naselja. U 16. st. posve nestaju vikinške kolonije na Grenlandu. Istodobno u Engleskoj nestaju vinogradi koji su postojali u prijašnjem toplijem razdoblju. Oko 1780. god. u srednjoj Engleskoj bila je srednja siječanjska temperatura oko 2,5 °C niža nego oko 1920. i 1930. god. U području Vivarais pokraj Lyo-

na, Francuska, berba grožđa između 1500. i 1800. god. pomakla se za 20 dana na sredinu listopada. Poznato je da je švedski kralj Karlo X. zimi 1658. god. sa cijelom svojom vojskom prešao preko zaleđenoga Malog Belta.

Osobito su zanimljivi podaci iz naših krajeva (P. Vujević, 1931.; slobodni prijevod T. Š.):

1726. Pakrac. Snijeg je pao 7. prosinca (18. XII. po novom kalendaru)... i trajao je sve do Sv. Jurja (4. svibnja).

1778. Sušak. 13. (24.) ožujka godine 1778. Bijaše velika suša; ni kiša ni snijeg ne pade od Sv. Ignacija (31. prosinca).

1784. Lika. Godine 1784. bijaše takva suša da se ne može ni zamisliti. Posvemašnja oskudica; ni žita, ni sijena u cijeloj zemlji ne bijaše.

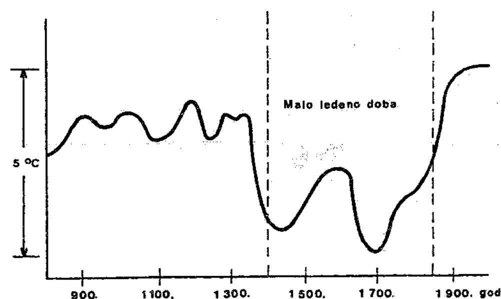
1802. Kostajnica... budući da godina 1802... bijaše bez kiše, ljudi ostadoše bez ikakvih plodova.

1803. Lika. Godina 1803. bijaše neplodna. Suša i glad izmoriše sve okolne zemlje. Zemlja bijaše spaljena... Te godine mnogi pomriješe od gladi.

Zanimljiva je i jedna bilješka o vremenu koja je nađena među starim spisima u Vrbniku (otok Krk), u dnevniku nazvanome Dižmar, knjizi desetine kaptola u Vrbniku. (Primjedbe u zagradama dodane su razjašnjenja radi; izvor: A. Gilić, 1948.)

1620. To leto bi prestup i to leto se fortuna (oluja) od bure na dan S.tog Matija (25. februara). I učini se tolika stid (studen) zać (jer) ta stid dura veliko vrime. To isto leto biše perva sreda (korizmena) na dan 4. marča. I takva stid biše da parvi četartak korizmeni (5. marta) ja pop Matii Sparožić služeć misu od kuventa i smarznu se S.ta karv u kaleži i vsim ostalim redovnikom ki služahu ta dan. Posahnuše... (jedna riječ nečitljiva) i vino u bačvah se smarzivaše.

1621. na dan 26. pervara (februara) dignu se fortuna od bure. Učini se tolika stid da se vino u bačvah smarzivaše. I mnogo drivja (drveća) pozebnu...



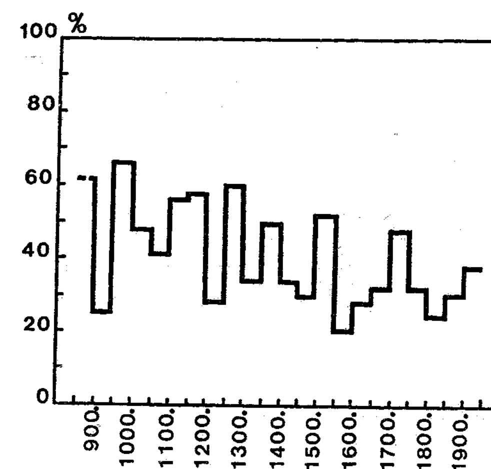
Sl. 359. Generalizirana krivulja temperature zraka u istočnoj Europi u posljednjih 1 000 godina (H. H. Lamb, 1969.)

Iz tog razdoblja postoje pouzdani podaci i o promjeni razine Kaspijskog jezera, što je posljedica klimatskih promjena, promjena temperature, padalina i evaporacije u porječju Volge i nad samim Kaspijskim jezerom, a sve se to svodi na promjene opće cirkulacije atmosfere u spomenutu razdoblju. Iz godine u godinu Volga donosi vrlo različite količine vode (155 km³ 1921. god. i 379 km³ 1926. god.), ali je tako – prema pouzdanim podacima – bilo i u prijašnjim razdobljima. Najviše razine Kaspijskog jezera bile su 1660., 1780. i 1900. god., a najniže oko 1600., 1720. i 1840. god. (te oko 1960.). Nije se uspjela utvrditi periodičnost u kolebanju; to je vrlo teško jer se uzima da postoji interferencija valova s različitim periodima. Ukratko, odnos između pretežno niske temperature u »malenom ledenom dobu« i razine Kaspijskog jezera nije jednostavan jer su se povremeno pojavljivale izuzetno vlažne i izuzetno suhe godine ili kraća razdoblja od nekoliko godina.

Razina Kaspijskog jezera katastrofalno se spustila u posljednjih nekoliko desetaka godina. Međutim, glavni uzrok tome je silno povećanje navodnjavanja sjeverno od Kaspijskog jezera. A veći dio te vode prije ili poslije ispari.

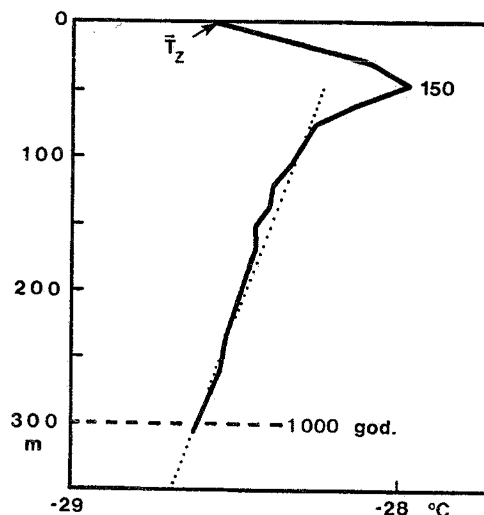
Prije toga od 1200. do 1400. god., 200 godina bio je *period izrazite labilnosti klime* u Europi, kada su se izmjenjivale brojne poplave i katastrofalne suše, vrlo hladne i vrlo blage zime. Komuniciranje između Islanda i Skandinavije bilo je vrlo otežano, a između Skandinavije i Grenlanda praktički je posve prekinuto. U to doba posve nestaje vikinška kolonija na Grenlandu. Ali, klima nije bila neprekidno nepovoljna. Tako je utvrđeno da je od 1128. do 1437. god., vinova loza rasla u istočnoj Pruskoj, Litvi, južnoj Norveškoj i južnoj Engleskoj, a u Schwarzwaldu (Njemačka) uspijevala je sve do visine 780 m (danas najviše do 560 m oko Bodenskog jezera u Badenu). Ipak, u cjelini to je razdoblje postupnog pogoršanja klime, pa vinova loza u Engleskoj nestaje oko 1400. godine. Da je to doista tako možemo se uvjeriti promatranjem sl. 360. Iako na vinogradarstvo utječu i socijalni faktori, ipak se uzima da je izraziti trend opadanja vinogradarstva u Badenu posljedica postupnog pogoršanja klime u tom razdoblju i poslije, tj. od 1300. do 1430. god. Gornja granica gajenja vinove loze u Badenu spustila se za 220 m, a od 1300. do 1500. god. gornja granica nekih vrsta drveća u Vosgesu, Schwarzwaldu i Sudetima spustila se za 100–200 m.

Bit će zanimljivo razmotriti i trend porasta temperature na Antarktiku (sl. 361.). Na apscisi se vidi da je taj porast *vrlo blag*. Antarktički ledeni pokrov je golem, pa otuda i njegov velik utjecaj na klimu



Sl. 360. Berba grožđa u Badenu, Njemačka, 850.–1950. god.; postotak godina s dobrim urodom po 50-ljéćima (K. Müller, 1953.)

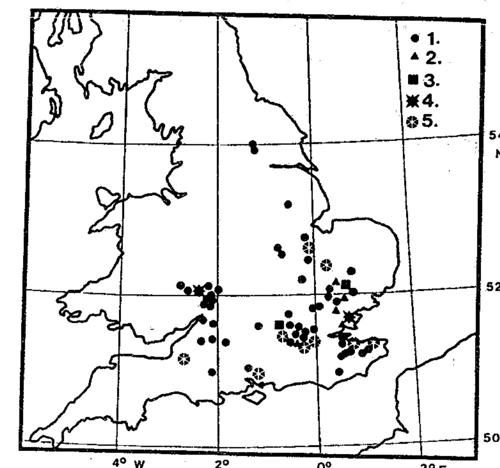
čitave južne hemisfere. Upravo ta golemost Antarktičkoga ledenog pokrova upućuje na zaključak da su klimatske promjene nižeg reda veličine vjerojatno mnogo slabije izražene nego npr. u Europi. Temperatura leda u jednoj bušotini koja je izbušena na ledenom pokrovu, gdje je on visok 1 513 m, očito pokazuje trend postupnog porasta temperature, jer se uzima da temperatura leda na određenoj dubini



Sl. 361. Temperatura leda u bušotini dubokoj 300 m na Antarktiku (Byrd Station, 80 °S i 120 °W); točkasta crta prikazuje linearni trend temperature leda od 100 do 300 m dubine $\bar{T}_z$ - srednja temperatura zraka 1957. (H. Wexler, 1959.)

odgovara srednjoj godišnjoj temperaturi razdoblja kad je pao snijeg (a poslije se prekristalizirao u firn i led). Nakon postanka leda na 300 m dubine, koji je star 1 000 godina, temperatura je do dubine oko 90 m (tu je led star 150 godina) porasla za 0,45 °C. Tako bi se moglo uzeti da je u tom dijelu Antarktičkoga ledenog pokrova u posljednjih tisuću godina srednja godišnja temperatura porasla za 0,45 °C. Promjena temperature u ledu vrlo je kompleksan proces jer postoji stalna kondukcija topline, a nije uvijek jasno koliko na taj proces utječe mehanizam za bušenje leda i, konačno, pritječe li u dubljim slojevima led iz hladnije unutrašnjosti. Na istoj su polarnoj postaji i poslije obavljena još dublja bušenja i mjerenja temperature leda, pa se iz pet serija mjerenja dobio rezultat da je temperatura od -45 do -309 m pala za nešto manje od 0,2 °C, dakle za polovicu manje nego u prvom primjeru. U svakom slučaju i to je dokaz da su temperaturne promjene na Antarktiku vrlo male i dugotrajne.

Razdoblje između 400. i 1200. god. bilo je u cjelini vrlo povoljno, pa se govori o *sekundarnom klimatskom optimumu*, subatlantiku ili o *malom optimumu*. U cjelini to je bio topliji period s relativno mirnijim Atlantikom, pa su Vikinzi 870. god. naselili Island, a 982.–984. god. Grenland (odnosno, postojali su navigacijski uvjeti da dođu i do Sjeverne Amerike). U to su se doba na Grenlandu gajile žitarice i bilo je razvijeno stočarstvo (ovčarstvo i govedarstvo), a ledenjaci na Islandu bili su vrlo maleni. Ljude su pokapali u rahlo tlo, koje je danas stalno zaleđeno (pa bi i to bio jedan od dokaza



Sl. 362. Vinogradi u Engleskoj koji se spominju 1 000.–1 300. god.: 1. površina vinograda 0,4–0,8 ha ili nepoznato, 2. 2-4 ha, 3. više od 4 ha, 4. vinogradi za koje postoje dokazi da su se obrađivali 30–100 godina, 5. vinogradi obrađivani više od 100 godina (H. H. Lamb, 1968.)

kasnijeg zahlađenja klime). Iz toga se ispravno zaključuje da je srednja godišnja temperatura na južnom Grenlandu bila 2–4 °C viša nego danas. Eskimi su u to doba prodrli sve do otoka Ellesmere, daleko na sjeveru u Kanadskom arktičkom otočju. U srednjoj Norveškoj gornja granica naselja i krčevina te obrađenih polja bila je za 100–200 m viša nego danas. U to doba, 1000.–1300. god., spominju se brojni vinogradi u Engleskoj, koji su se gajili do Gloucestershirea i Herefordshirea, pa sve do Yorka (sl. 362.), a za vino se tvrdilo da je po kvaliteti ravno francuskome. To bi upućivalo na 1–2 °C višu srednju ljetnu temperaturu nego danas, i na osobito povoljne uvjete ujesen. Kao što je poznato, danas nema vinograda u Engleskoj, ali iz 11.–14. st. postoje brojni pisani dokumenti iz kojih se mogla rekonstruirati geografska raspodjela, pa čak i veličina vinograda. U tom razdoblju englesko je vino bilo tako kvalitetno da su Francuzi u jednome mirovnom ugovoru s Engleskom zahtijevali zabranu gajenja vinove loze (H. H. Lamb, 1968.). Uspješno kultiviranje vinove loze u Engleskoj navodi na zaključak da nije bilo kasnih proljetnih mrazova, osobito ne u doba cvata vinove loze i nešto poslije toga. Isto tako mora se zaključiti da je bilo dovoljno sunca, nešto viša temperatura ljeta i ne previše kiše u toplom dijelu godine, da je bila relativno jaka insolacija i ugodna temperatura u jesenskim mjesecima i, konačno, ne preoštre zime. Historijski podaci pokazuju da je limitirajući faktor razvoja vinogradarstva u Francuskoj i Njemačkoj, odnosno faktor koji je odredio sjevernu granicu rasprostiranja vinove loze, bila apsolutna minimalna temperatura (dugotrajni valovi hladnoće s temperaturama –20 do –25 °C), a u Engleskoj je limitirajući faktor bila temperatura proljetnih mjeseci, odnosno pojava mraza u svibnju, a tek pokatkad nedostatno topla ljeta. Raspodjela vinograda u Engleskoj, koji su se najduže održali, čini se da je prilično ovisila i o dobru izboru parcela s dobrim tlom i najpovoljnijom insolacijskom ekspozicijom.

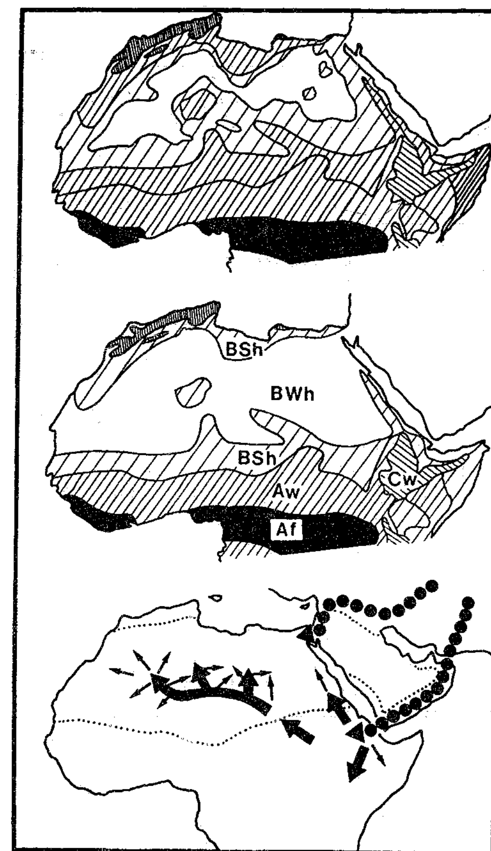
U zapadnoj i srednjoj Europi vinogradi su se proširili 4 – 5 širinskih stupnjeva sjevernije od njihove današnje granice rasprostiranja i za 100 – 200 m nadmorske visine više nego danas. Granica šume u Alpama i u srednjoj Europi bila je za 70 – 200 m viša nego danas, a to znači da je srednja ljetna temperatura bila za oko 1 °C viša nego danas.

Međutim, i iz tog razdoblja ima neočekivanih vijesti o vrlo hladnim zimama. Tako se u starim kronikama navodi da se zimi 829. i 1010.–1011. god. pojavio led na Nilu pokraj Kaira, a 801.–802. i 859.–860. god. mjestimično se zaledio sjeverni Jadran; 801.–802. god. zaledilo se Crno more, sve njemačke rijeke te Seine u Francuskoj; 1048. god. zaledio se Kattegat, pa su čopori vukova prešli iz Norveške u Dansku; 1070. god. Rajna je bila zaleđena neprekidno od studenoga do travnja.

Od 5. st. naše ere, pa sve do oko 2 000. god. prije Krista razdoblje je općenitog *pogoršanja klime* (subboreal) u usporedbi s prethodnim »klimatskim optimumom«. Najteži klimatski uvjeti bili su od oko 900. do oko 450. god. prije Krista (rano željezno doba), a klima se pogoršala do razmjera katastrofalnih za neke civilizacije, pa se općenito smatra da je to bio jedan od pokretača brojnih »seoba naroda«, od kojih je sigurno najvažniji dolazak Ahajaca iz Panonske zavale u Grčku, gdje ulaze u svjetsku povijest pod nazivom Heleni. (Sa sobom su donijeli brončano i željezno oružje i oruđe koje pripada halštatskoj kulturi.) Čini se da su barem do rimske epohe Sredozemlje i susjedni krajevi bili vlažniji nego poslije. Brojna naselja na obalama jezera u srednjoj Europi bila su poplavljena i napuštena.

Prije tog pogoršanja klime dugo je bilo klimatski vrlo povoljno razdoblje, zato je nazvano *klimatskim optimumom*[135] (ili atlantskim klimatskim optimumom, odnosno *atlantikom*), a trajalo je otprilike od prije 7 500. do prije 5 200. godina; srednje ljetne temperature na sjevernoj hemisferi bile su 2–4 °C više nego danas. Šuma se naglo proširila daleko na sjever Europe. Snježna granica u srednjoj Europi bila je za 300 m viša nego danas. Istovremeno je bio *subpluvijal* (5 000.–2 400. god. prije Krista), tj. vlažno razdoblje u sjevernoj Africi i na Bliskom istoku, koji je pogodovao naseljavanju Sahare i njezinih perifernih područja. Iz tog razdoblja ostale su brojne zidne slike u pećinama prema kojima se mogu rekonstruirati migracijski putovi stočara u krajevima koji su danas pustinja (sl. 363.). »Doista začuđuje da je najveća pustinja na svijetu u vremenu ne tako davnome... bila životno područje neočekivana intenziteta.« S paleoklimatskim promjenama genetski su povezane promjene faune, a to se odrazilo u zidnom slikarstvu. Iz toga se zaključuje da su domaća goveda, zajedno s njihovim vlasnicima, selilačkim plemenima, od početka 6. tisućljeća prije Krista preko Etiopskog visočja prešla daleko na zapad u unutrašnjost Sahare, koja je tada imala stepsku klimu. Oko 3 000. god. prije Krista počinje aridizacija Sahare, životni su uvjeti sve teži, stočari napuštaju Saharu, a nad plemenima koja su se doselila u dolinu Nila sve više jača autokratska vlast faraona, nastaje faraonski Egipat. Oko 3 600. god. prije Krista u Egiptu nestaju slon i žirafa, ali se slon još dugo, do rimske ere, održao u Alžiru, pa ih je Hanibal upotrijebio za opremanje svoje vojske.

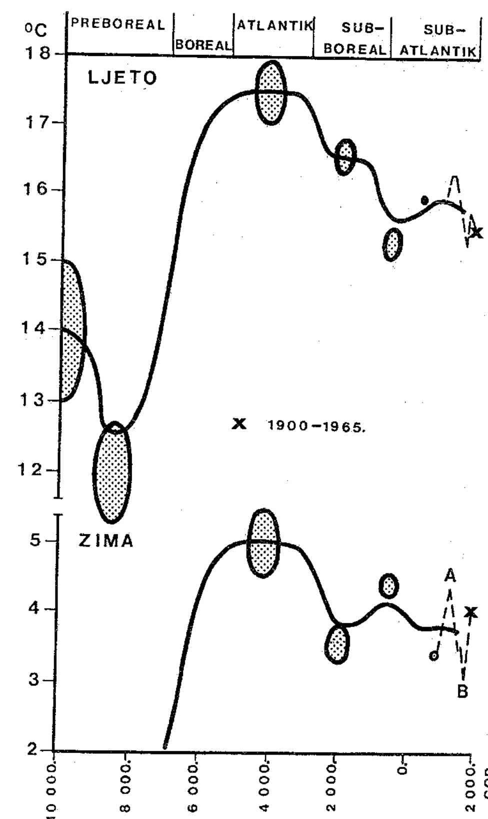
[135] lat. superlativ od *bonus* - dobar, tj. optimum znači najbolji



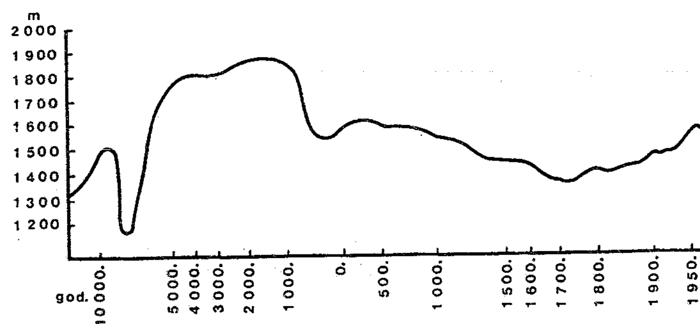
Sl. 363. Hipotetska raspodjela klimatskih tipova u Africi u jednoj neolitskoj vlažnoj fazi (gore) i današnja klimatska regionalizacija prema W. Köppenu (sredina). Dolje: vjerojatni putovi migriranja domaćih goveda u neolitiku (W. F. E. Resch, 1967.)

Prije klimatskog optimuma, ako se zanemare manje klimatske promjene, postojao je *opći trend porasta temperature*, praćem povlačenjem Europskoga ledenog pokrova i ledenih pokrova u Sjevernoj Americi i Sibiru te planinskih ledenjaka u Alpama, Kordiljerima itd. To je period opće deglacijacije, iako se led, razumije se, nije svagdje kontinuirano povlačio istom brzinom. Budući da se tragovi sve više gube što se dublje ide u prošlost, i njihovo je datiranje sve nesigurnije, bez obzira na asinkronost povlačenja ledenih pokrova, može se – s obzirom na dimenzije promatranih procesa – uzeti da je *posljednji glacijal prestao prije kojih 10 000 godina*. Ako se zanemare klimatske promjene nižeg reda, može se zaključiti da je od početka holocena, prije 10 000 godina, temperatura rasla sve do maksimuma u atlantskom klimatskom optimumu, a od tada se osjeća opće zahlađenje klime. Kako je bilo s raspodjelom padalina u svakom spomenutom razdoblju, mnogo je teže govoriti, jer je geografska raspodjela padalina kompleksnija; u istom razdoblju u nekim je krajevima klima postala *vlažnija*, a u drugima *suša*.

Sve spomenute klimatske promjene možemo sintetizirati s nekoliko primjera. Na sl. 364. prikazan je hipotetski hod temperature u srednjoj Engleskoj ljeti i zimi posebno. Temperaturne promjene najmlađeg razdoblja, koje su relativno lakše dostupne, imale su prilično veliku amplitudu, pa se iz toga može zaključiti da je tako sigurno bilo i u daljoj prošlosti, što znači da su »termogrami« iz dalje prošlosti krajnje generalizirani, ali se ipak može općenito zaključiti da je za prvu polovicu holocena karakterističan trend naglog porasta temperature,



Sl. 364. Hipotetski hod temperature u ravnici srednje Engleske. Trendovi 1 000-godišnjih (debele krivulje) i 100-godišnjih srednjaka (isprekidane krivulje). Točkaste ovalne površine pokazuju granice kojima su moguće pogreške radiokarbonskog datiranja i mogući rasponi procjene temperature. A) topla faza u ranom srednjem vijeku; B) tzv. malo ledeno doba (H. H. Lamb i dr., 1966.)



Sl. 365. Visina snježne granice u Norveškoj u posljednjih 12 000 godina (O. Liestøl; izvor: M. Schwarzbach, 1961.)

zatim slijedi stagnacija u atlantiku, a poslije toga osjeća se trend pada temperature, i ljetne i zimske.

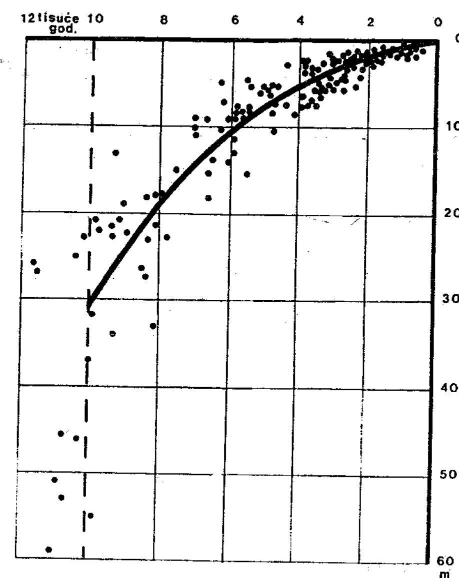
Opisane promjene temperature u holocenu odrazile su se, uz ostalo, i na visini snježne granice u Norveškoj (sl. 365.); treba upozoriti da podjela na apscisi nije linearna, pa su tako naglašene mlađe klimatske promjene, a starije su generalizirane. Iako ledenjaci i snježna granica ne reagiraju momentalno na klimatske promjene, nego postoji stanovito »zaostajanje u fazi«, analizom sl. 365. slijedi već poznati zaključak da je snježna granica u malenom ledenom dubu bila najniža u čitavom holocenu, a do te je razine pala spuštanjem s najviše razine u klimatskom optimumu. Kraći jači pad bio je između 500. god. prije Krista i na početku naše ere. U klimatskom optimumu snježna je granica dugo bila vrlo visoka, a do te je visine došla izdizanjem od početka holocena. To holocensko izdizanje snježne granice nastavak je njezina izdizanja od maksimuma posljednjega glacijala, ali ono nije bilo kontinuirano, nego su se izmjenjivale faze njezina izdizanja i spuštanja.

Na temperaturne promjene u holocenu upućuje konačno i izdizanje morske razine, samo je taj odnos posredan. Količina leda na Zemlji (ledeni pokrovi na Antarktiku i Grenlandu danas, a u prošlosti u Sjevernoj Americi, Aziji, Europi; planinski ledenjaci; zaleđeno more) ovisi o temperaturi zraka i morske vode, jer o njima ovisi evaporacija sa svjetskim mora i bilanca leda na Zemlji. Budući da je riječ o mehanizmu planetarnih dimenzija, a trajanja pouzdanih mareografskih mjerenja ne mogu se usporediti s promatranim razdobljem, mora se pretpostaviti da je krivulja visine razine svjetskog mora »izglađena« krivulja, tj. vjerojatno odražava samo opći trend promjene klime, a malo ili nikako ne odražava kratkovremene promjene s malom amplitudom. Da se visina morske razine mijenja, definitivno je utvrđeno u prošlom stoljeću proučavanjem arheoloških spomenika, odnosno građevina na obalama Sredozemnog mora. Tome su se pridružili i radovi na našoj obali. Već 1908. god. A. Gnirs studijom rimskih građevina na obali Istre opravdano zaključuje da se morska razina na obali zapadne Istre poslije prvih stoljeća rimske vladavine izdigla za 1,5 m, na obali istočne Istre za 1,5 do 1,75 m, a na obali južne Istre za 1,3 do 1,5 m, pa zaključuje da se u posljednjih 2 000 godina morska razina izdigla za oko 2 m. Podrobnim istraživanjima u ostalim dijelovima Mediterana (D. Hafemann, 1961.) zaključilo se da se razina Sredozemnog mora od sredine 1. tisućljeća prije Krista do danas izdigla za 2,5 do 2,8 m. Već se u samom početku utvrdilo da izdizanje morske razine nije uniformno, tj. svako istraživano područje daje nešto drukčiji rezultat. Tako se odmah zaključilo da se na opće izdizanje morske razine u holocenu (poslije ćemo vidjeti da se sve to primjenjuje i na daljnju prošlost), koje je posljedica kopnjenja leda na kopnu (tzv. glacioeustatičke[136] promjene morske razine), superponiraju promjene u vezi s epirogenim[137] pokretima Zemljine kore, odnosno obale. (Naime, neki dijelovi obale mogu tonuti, ili se pak izdizati, bez obzira na glacioeustatičko gibanje morske razine; konačni rezultat u nekom istraživanom prostoru bit će zbroj ili razlika tih komponenata; samo ćemo spomenuti da to nisu jedine komponente koje utječu na visinu morske razine, ali su ipak najvažnije.)

Istraživanje položaja morske razine u holocenu znatno je olakšano analizom organskih ostataka s morskog dna. Pritom je potrebno utvrditi približnu dubinu na kojoj je istraživani uzorak nađen ili, ako je istraženi organizam, je li on ondje živio ili je naknadno na bilo koji način donesen iz drugog područja (sl. 366.). Nakon toga određuje se starost. Za određivanje starosti upotrebljava se radiokarbonska metoda određivanja starosti uzoraka. Radiokarbonsko datiranje je metoda određivanja apsolutne starosti materijala koji sadrži ugljik. CO_2 u atmosferi sadrži osim stabilnih izotopa C^{12} i C^{13} također i

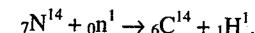
[136] glacioeustatizam – teorija da razina svjetskog mora ovisi o količini leda na kopnu

[137] grč. *epeiros* – kopno; *genesis* – postanak; epirogeneza – dugotrajni radijalni pokreti kopnenih masa



Sl. 366. Morska razina u posljednjih 10 000 godina; svaka točka prikazuje jedan radiokarbonski uzorak (T. Šegota, 1973.)

minimalne količine radioaktivnog izotopa C^{14}. On nastaje djelovanjem neutrona na atmosferski dušik

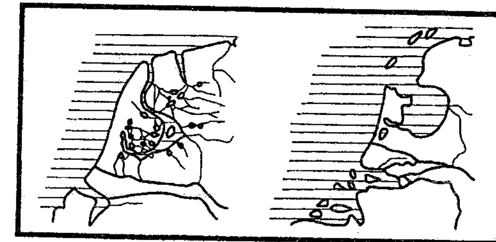


$$_7N^{14} + {_0n^1} \rightarrow {_6C^{14}} + {_1H^1}.$$

Iz atmosfere radioaktivni C^{14} neprekidno prelazi direktno u bilje i indirektno u druge žive organizme, pa je i u njima minimalan dio ugljika prisutan u obliku radioaktivnog izotopa C^{14}. Kad se smrću prekida izmjena tvari između organizma i atmosfere, organizam prestaje primati C^{14}, ali ga ne prestaje gubiti, jer se radioaktivno raspadanje pravilno nastavlja. Ako je poznato koliko C^{14} sadrži živa materija i kojom se brzinom C^{14} raspada, određivanjem preostaloga C^{14} u nekom uzorku mrtve tvari, može se izračunati koliko je vremena prošlo od smrti organizma. Vrijeme poluraspada C^{14} iznosi 5 570 godina. Utvrdi li se npr. da komad drveta sadrži za polovicu manje ugljika C^{14} nego živo stablo, proizlazi da je taj komad drveta star 5 570 godina; ako sadrži samo četvrtinu količine C^{14} koju je imao dok je drvo bilo živo, onda je star oko 11 000 godina itd. Geiger-Müllerovim brojačem može se odrediti vrlo mala količina C^{14}, pa to omogućuje određivanje starosti uzorka do oko 75 000 godina. Ali, potreban je veliki oprez u radu, tj. postoje brojne mogućnosti (kontaminacija itd.) promjene stanja poslije smrti, a koje nisu rezultat samo raspadanja radioaktivnoga C^{14}.

Da bi se odredio položaj morske razine u raznim dijelovima holocena, iskorišteni su podaci od 147 radiokarbonskih uzoraka iz cijelog svijeta (svaka točka na sl. 366. prikazuje starost i dubinu uzorka). Kad postoje takvi podaci, odnosno empirijske točke, onda se metodom sume najmanjih kvadrata izračuna krivulja za koju smatramo da će se najbolje prilagoditi empirijskim točkama. U spomenutom radu izabrana je parabola koja se, već na prvi pogled, dobro prilagođuje empirijskim točkama. Tako se dobio rezultat da je morska razina prije 2 000 godina bila 1,91 m niža od današnje, a prije 10 000 godina bila je 31 m niža nego danas. To se dobro slaže s većinom drugih procjena položaja morske razine u spomenutim godinama. Iz metodologije izračunavanja proizlazi činjenica da krivulja prikazuje samo generalni trend izdizanja morske razine, a ne i povremena njezina manja izdizanja i spuštanja (ako ih je bilo). Dakle, *opće izdizanje morske razine u posljednjih 10 000 godina u biti se slaže s općim porastom temperature u holocenu*. Je li morska razina u klimatskom optimumu bila nešto viša nego danas, nije pouzdano utvrđeno, ali ima istraživača koji su skloni tom mišljenju. Možemo još samo spomenuti detalj da brzina izdizanja morske razine nije bila ista u cijelom holocenu, tj. trend nije linearan nego paraboličan; izdizanje morske razine bilo je brže u prvom dijelu holocena, a sve sporije što smo bliže današnjici. Ako je sve to točno, iz grafa se može zaključiti da se i u narednim stoljećima može očekivati daljnje izdizanje morske razine (doduše, sve sporije).

Iako je izdizanje morske razine relativno vrlo spor proces (kad se usporedi s trajanjem ljudskog vijeka), ipak se ne smatra posve teorijskim problemom, jer u nekim dijelovima svijeta sve to može imati i te kako važne praktične posljedice. Svakako, prije svega misli se na niske obale. Jedan je takav primjer prikazan na sl. 367. Poznato je da je polovica Nizozemske ispod morske razine, i sve bi to bilo preplavljeno da čovjek nije izgradio čitav sistem brana, nasipa i kanala. (Zato postoji i posebno ministarstvo za obranu od vode, Ministerium van Water-



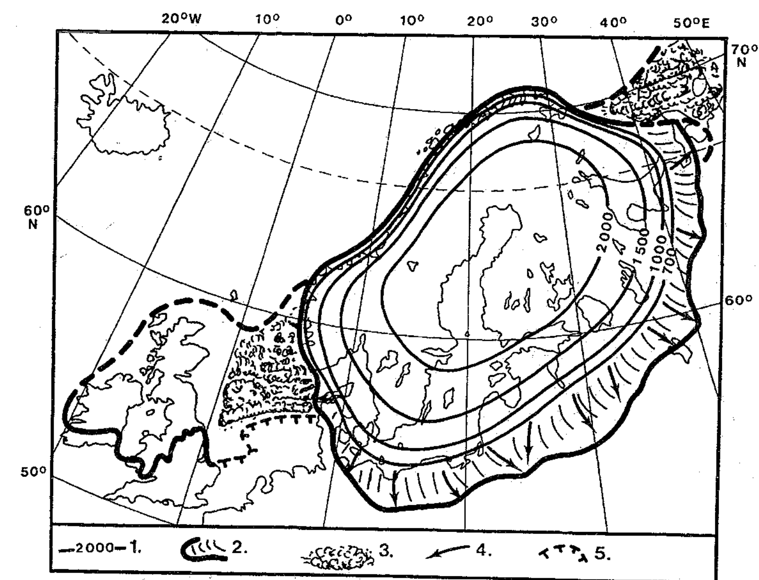
Sl. 367. Lijevo: Nizozemska u rimskoj epohi; desno Nizozemska u 17. st. (M. Senger, 1957.)

staat.) U rimsko doba kopno je u Nizozemskoj bilo znatno prostranije nego danas. Postupno izdizanje morske razine (plus tonjenje delte Rajne) uzrok je povlačenja obale prema unutrašnjosti. Tako je poslije 1500. god. more preplavilo 500 000 ha zemljišta, pa je već u 18. st. postojao veliki zaljev Zuidersee, a more je prodrlo u kopno i u drugim dijelovima te zemlje. Međutim, povijest Nizozemske doista je povijest borbe čovjeka i kopna s jedne i mora s druge strane, a vodi se već nekoliko stoljeća. Prvi su rezultati postignuti poslije 17. st., tako da se već 1800. god. naziru znatne promjene u odnosu kopna i mora. Sistemom poldera more se potiskuje, a na njegovu mjestu ostaju obrađene površine. Zanimljivo je podsjetiti da se u borbi protiv vode mnogo iskorištavao jedan klimatski element – vjetar. Bile su izgrađene brojne vjetrenjače (važan element nizozemskog pejzaža), koje su se upotrebljavale za crpljenje vode iza nasipa i za prebacivanje kanalima u more. Borba s morem je dugotrajna, sistematska i neprekidna, a osobito velike teškoće nastaju kad do obale dođu izuzetno duboke ciklone s orkanskim vjetrovima i visokim valovima koji nerijetko znaju probiti nasipe, pa morska voda preplavi mnoge poldere. Tako je dosada bilo više katastrofalnih poplava; samo 1953. god. poginulo je i utopilo se 1 700 osoba, 500 000 osoba ostalo je bez doma, a učinjene su bile goleme naterijalne štete. Borba protiv mora ne iscrpljuje se samo u mehaničkoj zaštiti od njega. Ne manji je problem salinizacija obradiva tla, kao i to kako slatku vodu brojnih rijeka odvesti u more. Nije jednostavan ni problem zaštite podzemnih voda od zaslanjivanja, jer se one troše za piće i u tehničke svrhe.

3.4. KLIMA POSLJEDNJEG GLACIJALA

Ako se zanemare povremena, relativno kraća zahlađenja i nešto jača, ali isto kratkotrajna otopljavanja, razdoblje od posljednjih 10 000 godina (tj. period poslije nestanka golemih ledenih pokrova u umjerenim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi) karakterizira progresivno "poboljšanje", otopljavanje klime. Nestanak ledenih pokrova (osim na Grenlandu) omogućen je relativno naglim porastom temperature, je kulminirao u postvirmskom klimatskom optimumu. Budući da je posljednji glacijal tek "nedavno" prestao, prije samo 10 000 godina, do danas su se očuvali brojni tragovi njegova postojanja prema kojima se, s priličnom sigurnošću, može rekonstruirati tijek klimatskih promjena u posljednjem hladnom razdoblju kvartarne ili pleistocenske (ili, možda najbolje, kenozojske) glacijacije. U tijeku kvartarne glacijacije ledeni pokrovi na sjevernoj hemisferi *nekoliko* su puta nastajali i nestajali, pa se može uzeti da se upoznavanjem mehanizma postanka, razvoja i nestanka ledenih pokrova u posljednjem glacijalu u biti otkrivaju slični procesi i u starijim glacijalima.

"Pogoršanje" klime, tj. prije svega postupni pad temperature koji je konačno uzrokovao stvaranje golemih ledenih pokrova u Sjevernoj Americi (Laurencijski ili Sjevernoamerički ledeni pokrov), sjevernoj Europi (Sjevernoeuropski ili Skandinavski ledeni pokrov), Aziji (Sibirski ledeni pokrov) i povećanje Grenlandskoga ledenog pokrova (Grenlandski ledeni pokrov, čini se, bio je uglavnom očuvan i u posljednjem interglacijalu, kao što je i danas, nasuprot ledenim pokrovima na spomenutim kontinentima koji su krajem posljednjega glacijala potpuno nestali), počelo je, čini se, prije 70 000 godina. Zahlađenje je nastupilo postupno, a prije nekih 70 000 godina konačno su nastali optimalni uvjeti za ekspanziju ledenih pokrova, koji su na svim kontinentima sjeverne hemisfere nastali u »isto« vrijeme. Budući da su padaline, uglavnom snijeg, donosili vjetrovi s juga, ledeni pokrovi na sjevernoj hemisferi širili su se prema jugu (prema jugu u Sjevernoj Americi, prema jugu i zapadu u Europi), *u susret vjetrovima koji su donosili padaline*. Ekvatorska granica ledenih pokrova bila je određena padalinama i temperaturom ljetnih mjeseci, tj. ovisila je o odnosu akumulacije i ablacije, pa je tako bila određena najjužnija granica njihova prostornog razvoja. Prema tome, posljednji glacijal, virm ili virmski glacijal u Europi (virm) počeo je prije 70 000 godina, prestao prije 10 000 godina, trajao je, dakle, oko 60 000 godina. U momentu maksimalnoga površinskog razvoja, u posljednjem glacijalu, Sjevernoamerički ledeni pokrov imao je površinu (R. F. Flint, 1971.) 12,5 mil. km^2, Europski ledeni pokrov 4,25 mil. km^2, Sibirski ledeni pokrov 2,17 mil. km^2 i Grenlandski ledeni pokrov 2,16 mil. km^2. Zajedno s brojnim odvojenim zaleđenim područjima u planinama i na otocima, na sjevernoj je hemisferi bilo zaleđeno 26,78 mil. km^2, ali tome treba dodati i nekoliko milijuna kvadratnih kilometara zaleđenoga Sjevernoga ledenog mora i sjevernog Atlantika. Zajedno s Antarktičkim ledenim pokrovom led je prekrivao 40 mil. km^2, tj. 26,5% površine kopna.



Sl. 368. Rekonstrukcija Europskoga ledenoga pokrova u maksimumu posljednjega glacijala: 1. izohipse (m), 2. rub ledenog pokrova, 3. šelfski led, 4. smjer gibanja leda na periferiji i 5. hipotetska obala (A. A. Aseev, 1966.)

Da bismo što bolje razumjeli o kakvim je procesima riječ, prikazat ćemo kako je (vjerojatno) izgledao Europski ledeni pokrov u maksimalnoj fazi svoga površinskog razvoja u posljednjem glacijalu (sl. 368.). Očito je da su najpovoljniji uvjeti, optimalna relacija između padalina i temperature, bili na Skandinavskom poluotoku, pa je u »zavjetrini« najvišeg dijela Skandinavije (unutar izohipse od 2 000 m) ledeni pokrov bio relativno ravan (maksimalna debljina leda procjenjuje se na 2 650 – 3 750 m, odnosno A. A. Aseev uzima 2 500 m). Prema gustoći izohipsa lako se može zamisliti profil Europskoga ledenog pokrova. Njegova je visina naglo rasla od obale prema unutrašnjosti Skandinavskog poluotoka (debljina ledenog pokrova u Velikoj Britaniji nije bila velika), a relativno je mnogo blaže visina opadala prema istoku i jugu. Vodena para dolazila je sa zapada i juga, pa je i ledeni pokrov rastao u tom smjeru, *u susret toplim vjetrovima koji su donosili vodenu paru*. Dokle će dospjeti rub ledenog pokrova, ovisilo je o vrlo delikatnoj ravnoteži između utjecaja temperature ljetnih mjeseci i količine zimskih padalina. Već na tom primjeru možemo upozoriti na često isticani prividni paradoks da je Europski ledeni pokrov prodirao dalje na jug u Njemačkoj i Poljskoj, a da je u vrlo hladnoj istočnoj Europi i današnjem sjevernom dijelu europske Rusije njegova granica naglo skretala na sjever. To je jedan od brojnih primjera da *preniska temperatura može biti limitirajući faktor razvoja ledenog pokrova*, jer s preniskom temperaturom dolazi drugi limitirajući faktor, premalena količina snijega. Zato je Europski ledeni pokrov najjužnije prodirao ondje gdje temperatura nije bila ispod donje granice optimuma, a padalina je bilo dovoljno, jer je blizu bio glavni izvor vlage, Atlantik i Mediteran. Približavanjem Atlantskom oceanu temperatura je toliko porasla da je postala limitirajući faktor razvoja ledenog pokrova, ali ovog puta iznad granice optimuma. Ablacija je bila prejaka da bi ledeni pokrov prodirao dalje na jug. Tako se uzdužna os Europskoga ledenog pokrova pružala od jugozapada prema sjeveroistoku, tj. paralelno s općim pružanjem obale Atlantika, odnosno u skladu s raspodjelom kopna i mora. Gibanje leda, prema analogiji s današnjim Antarktičkim ledenim pokrovom i prema brojnim posrednim tragovima očuvanima u današnjem reljefu, zaključuje se da je bilo najintenzivnije na periferiji ledenog pokrova, gdje je nagib ledenog pokrova bio relativno strm. Tako je uz periferiju ledenog pokrova nastala golema masa rastresitog, akumulacijskog materijala i niz glacijalnih i periglacijalnih [138] reljefnih oblika.

Dok je Europski ledeni pokrov, kao i drugi ledeni pokrovi u umjerenim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi, *posve nestao* pri kraju posljednjega glacijala, Antarktički je ledeni pokrov u biti *očuvao* svoje dimenzije sve do danas. Svi istraživači Antarktika bez izuzetaka se slažu da je Antarktički ledeni pokrov danas gotovo isti kao i u posljednjem glacijalu. Zato smo – zbog sličnosti – na sl. 369. dali hipsometrijsku kartu današnjega Antarktičkoga ledenog pokrova. On ima okruglo oko 12,5 mil. km^2, a samo 10% kopna nije prekriveno ledom. Prema tome, Antarktik je doista »ledeni kontinent«. Iz ras-

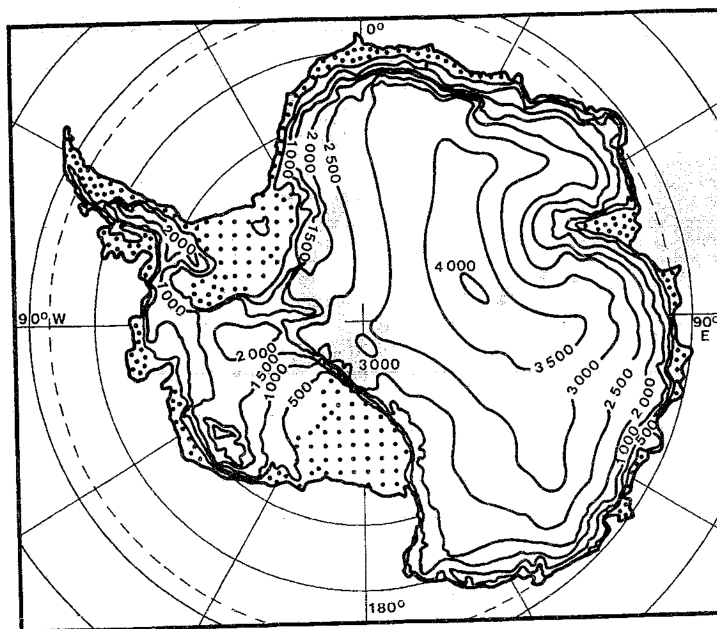
[138] grč. *peri* – okolo; lat. *glacies* – led; reljefni oblici koji nastaju u pojasu oko nekadašnjih ili današnjih ledenih pokrova i ledenjaka

podjele izohipsa vidi se da je Antarktik podijeljen na dva dijela: a) na Zapadni Antarktik (koji je u geotektonskom smislu nastavak Anda iz Južne Amerike) i b) na Istočni Antarktik (prostrani kontinentski blok, vjerojatno dio starog prakontinenta Gondvane). Iako je Antarktik u usporedbi s drugim kontinentima (osim s Australijom) vrlo pravilan, gotovo kružan, postojanje Rossova i Weddellova mora, koja se vrlo približuju jedno drugome, nije omogućilo postanak posve pravilnoga, kružnoga ledenog pokrova. (Kako bi izgledao ledeni pokrov na posve pravilnom kontinentu, može se zaključiti po Istočnom Antarktiku.)

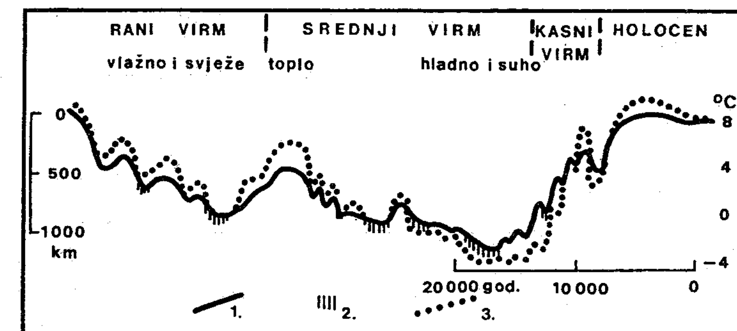
Pozornijom analizom sl. 369. lijepo se vidi da visina Antarktičkoga ledenog pokrova raste od obale prema unutrašnjosti, ali ne jednoliko, nego bi idealan presjek bila poluelipsa. To znači da se visina Antarktičkoga ledenog pokrova naglo povećava od obale prema unutrašnjosti, a to se odražava u gustoći izohipsa, u širem obalnom pojasu.

Dublje u unutrašnjosti izohipse su sve rjeđe, tako da je centralni dio Istočnog Antarktika relativno zaravnjen. Budući da se Južni pol ne nalazi u geometrijskom središtu Antarktika, najveća visina nije u području Južnog pola, nego se nalazi dalje od njega, između 30. i 80. meridijana (30° i 80° E). Ondje se nalazi vrlo niska kupola unutar izohipse od 3 500 m. Koliko opće konture ledenog pokrova ipak ovise o reljefu ispod leda, vidi se po tome što svako more ili zaljev potiskuju izohipse prema polu, a poluotoci prema sjeveru. Opisani profil Antarktičkoga ledenog pokrova lako se može protumačiti već poznatom raspodjelom padalina (odnosno snijega). Količina snijega naglo opada prema unutrašnjosti ledenog pokrova; u tome se – osim utjecaja preniske temperature u unutrašnjosti toga kontinenta – očituje i orografski efekt, tj. Antarktički ledeni pokrov je golema reljefna barijera koja čini velike teškoće prodiranju ciklona u unutrašnjost, a s druge strane, na strmoj se periferiji »ispada« najveći dio snijega, pa u unutrašnjosti padne vrlo malo padalina. Srednja visina Antarktičkoga ledenog pokrova iznosi 2 400 m, a najveća visina nešto malo više od 4 000 m. Srednja debljina leda iznosi oko 2 000 m, a maksimalna debljina 4 250 m. Prema tome (W. Schwerdtfeger, 1970.), 55% površine Antarktika više je od 2 000 m, a 25% više od 3 000 m. Volumen leda na Antarktiku procjenjuje se na 24 mil. km^3. (Kad bi okopnio sav taj led, morska bi se razina – ako se ne uzmu u obzir neki drugi procesi koji bi eventualno djelovali u suprotnom smjeru – izdigla za 54 m! Tako bi bilo potopljeno oko 4 mil. km^2 kopna na kojemu danas živi golem broj ljudi.)

Kad je Europski ledeni pokrov već nastao, on je postao geografska realnost i *klimatski modifikator* vrlo velikih dimenzija. Iako su teškoće goleme, prema indirektnim posljedicama ipak se može rekonstruirati raspodjela temperature u fazi maksimalnog razvoja Europskoga ledenog pokrova. Novija su istraživanja pokazala da je u fazi najjačeg zahlađenja srednja godišnja temperatura bila 10-12 °C niža nego danas, ali ipak postoji jasna geografska diferencijacija; temperatura je najviše pala u umjerenom pojasu (neposredno uz rub ledenih pokrova), a znatno manje u tropima, više u unutrašnjosti kopna nego nad oceanima. H. Poser je (1947.; 1948.) zaključio da je srednja siječanjska temperatura u Zagrebu iznosila –14 °C, a srednja temperatura prosinca i veljače –12 °C. Iz današnje raspodjele temperature na Antarktičkom ledenom pokrovu mora se zaključiti da je u unutrašnjosti Europskoga ledenog pokrova temperatura morala biti vrlo niska (u siječnju –35 °C do –45 °C, prema A. A. Aseevu, 1969.). Tako je Europski ledeni pokrov bio izvorišno područje vrlo hladnih arktičkih zračnih masa koje su se, s kratkim prekidima, veći dio godine prelijevale preko periglacijalnog pojasa te preko Mediterana, sjeverne Afrike itd.



Sl. 369. Visina Antarktičkoga ledenog pokrova danas (K. K. Markov i dr., 1968.)

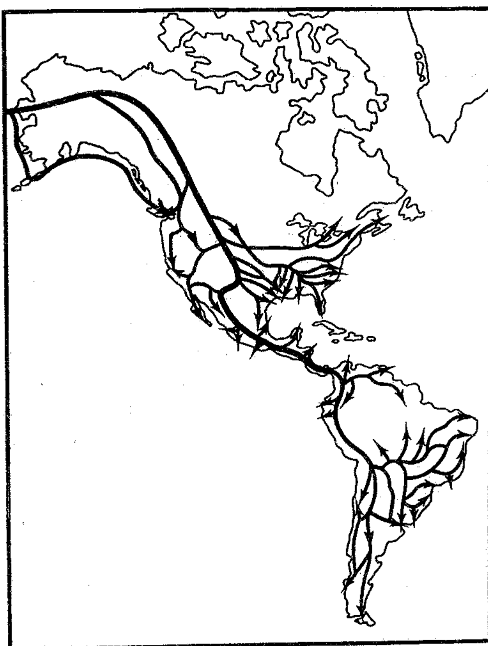


Sl. 370. Shematski prikaz tijeka virma u srednjoj i sjevernoj Europi; 1. položaj ruba Europskoga ledenog pokrova, 2. periodi sedimentiranja lesa, 3. hod temperature (P. Woldstedt, 1958.)

Da bismo što bolje upoznali prirodu razvoja i pulsiranja ledenih pokrova kao i prateće procese, prije svega promjenu temperature i sedimentiranje lesa, na sl. 370. prikazano je pulsiranje Europskoga ledenog pokrova i odgovarajuće promjene temperature. (U ovom momentu nas neće zanimati je li ekspanzija pokrova na sve strane, osobito prema jugu, posljedica pada temperature, ili je pad temperature posljedica površinskog povećanja ledenog pokrova; to bi isto vrijedilo i za faze povlačenja ledenog pokrova, odnosno za povišenje temperature. Isto tako, moramo imati na umu činjenicu da je razvoj od početka do maksimuma posve hipotetičan jer je ledeni pokrov svojom ekspanzijom, a poslije i u fazi općeg povlačenja, uništio najveći dio tragova prema kojima bi se mogla rekonstruirati evolucija ledenog pokrova do maksimuma. Tako se do zaključka o klimatskim promjenama u većem dijelu posljednjega glacijala dolazi indirektno). Južna granica Europskog ledenog pokrova postupno se spuštala na jug ili se pak povremeno povlačila na sjever; dakle, taj proces *nije bio kontinuiran*. U fazi opće ekspanzije ledenog pokrova (u prikazanu primjeru u fazi napredovanja ruba ledenog pokrova na jug) bilo je kraćih razdoblja kad se ledeni pokrov povlačio, a temperatura je privremeno porasla. Isto tako u fazi općeg povlačenja ledenog pokrova poslije maksimuma povlačenje je bilo isprekidano razdobljima ponovne ekspanzije ledenog pokrova i pada temperature. Pritom je važno upozoriti na činjenicu da se krivulja temperature i južni položaj ledenog pokrova ne poklapaju savršeno, jer je ekspanzija i recesija ledenog pokrova bitno ovisila o još jednom klimatskom elementu – o količini padalina, a i ona se bitno mijenjala u tijeku posljednjega glacijala (i svakoga starijega glacijala). Posebno važna za razvoj ledenog pokrova bila je činjenica da je europski (i svaki drugi) ledeni pokrov u posljednjem (i svakom starijem) glacijalu *nastao u vlažnoj i svježoj klimi, a nestao u suhoj i vrlo hladnoj klimi.*

Rasprostranjenost ledenih pokrova u posljednjem glacijalu nije isključivo teorijsko pitanje, već je imala dalekosežne posljedice, ali u mnogo većim vremenskim dimenzijama, tj. utjecalo je na čovjekov razvoj i na njegovu rasprostranjenost na Zemlji. U tom smislu razmotrit ćemo samo jedan od brojnih primjera utjecaja rasprostranjenosti ledenih pokrova, njihov utjecaj na naseljavanje Novog svijeta u pretkolumbovskom periodu (sl. 371.). I u momentu maksimalnoga površinskog razvoja Laurencijskoga ledenog pokrova u posljednjem glacijalu, on se, izgleda, nije spojio s ledenjacima u Kordiljerama; između njih zaostao je uski nezaleđeni koridor u predgorju Kordiljera. Kad su Europljani otkrili Ameriku, svagdje su naišli na starosjedioce koji su pogrešno nazvani »Indijancima«. Geografska raspodjela tog stanovništva i gustoća naseljenosti često su bili sasvim drukčiji nego danas, u cjelini sasvim obratni. Najgušće su bili naseljeni Meksiko i ostali dio Srednje Amerike te veći dio Anda u Južnoj Americi, dakle pretežno zapadni krajevi obaju kontinenata.

Općenito je usvojena pretpostavka da Indijanci potječu iz Azije i da su počeli seliti u Sjevernu Ameriku još u paleolitu, odnosno u drugoj polovici posljednjega glacijala, prije 20-25 tisuća godina, u izuzetno teškim klimatskim uvjetima. U Novi su



Sl. 371. Migracijski putovi u Sjevernoj i Južnoj Americi (K. Macgowan, 1950.)

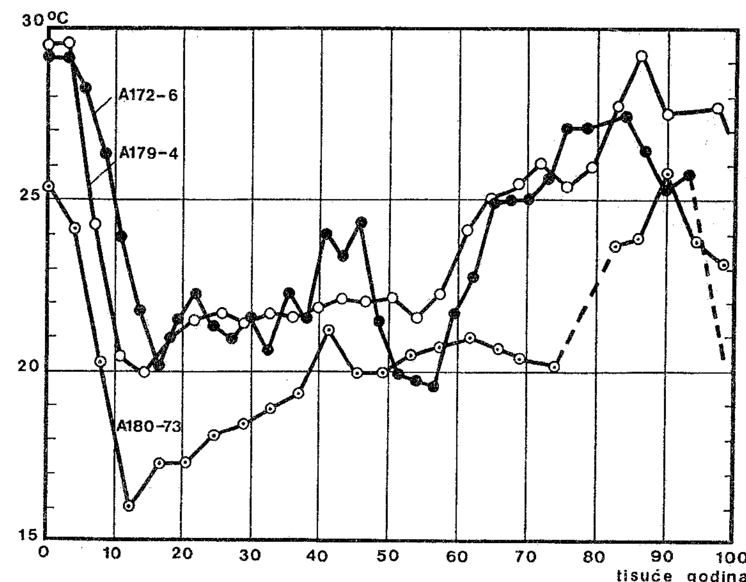
svijet stupili, pretpostavlja se, preko Rta Prince of Wales (Beringov prolaz) na poluotoku Seward (Aljaska), jer je tu prijelaz bio najlakši, tj. zbog niske razine svjetskog mora, Beringov je prolaz tada bio kopneni most između Azije i Sjeverne Amerike. Vjeruje se da su prvi doseljenici bili vrlo primitivni, isključivo su bili sakupljači i lovci. Prvi Indijanci, pretpostavlja se, došli su onda kada je južna i sjeverna obala Aljaske još bila zaleđena, ali ledom nije bila prekrivena zaravan Yukon u suhoj i vrlo hladnoj unutrašnjosti Aljaske, pa su tu činjenicu morali iskoristiti doseljeni Indijanci. Od zaravni Yukon najbolji put u kontinent i na jug vodio je dolinom rijeke Mackenzie, najzapadnijim rubom Velikih nizina u podnožju Stjenjaka, jer, kad je došao prvi val doseljenika, Kordiljere i istočna Kanada još su bili pod ledom. Kad su već došli do 49. paralele, onda su se naglo razišli na zapad i istok, ali na sjever nisu mogli prodrijeti sve dok se nije povukao Laurencijski ledeni pokrov. Čini se da se glavni migracijski put nastavio dalje na jug po rubu Stjenjaka da bi prešao na zapadni rub meksičke zaravni. Dalje se put nastavio preko visoravni u Srednju Ameriku te dalje po zaravnima u Andama na jug. Račvanje Anda omogućilo je cijepanje jednog puta na istok po sjevernom rubu Južne Amerike. Put na jug bio je relativno lagan; ne silazeći u Amazoniju, on je vodio do Bolivije, gdje se već lako moglo prijeći na istok, na zaravni južnog Brazila. To naseljavanje trajalo je tisuće godina, ali je ipak bilo relativno brzo kad se usporedi s tehnikom putovanja u ono doba. Treba podsjetiti na činjenicu da su u doba Columbova otkrića Amerike najnaprednije indijanske zajednice bile na visoravnima Srednje Amerike i u sjevernom dijelu Južne Amerike. Bile su to visokoorganizirane i razvijene zajednice čiji se život temeljio na sedentarnoj poljoprivredi, a najviši, najhladniji krajevi imali su razvijeno stočarstvo. Dalje na jugu klimatski su uvjeti bili povoljniji, tako da su se Indijanci razišli po više putova sve do Ognjene zemlje. Sigurno nije slučajno što su najviši stupanj razvoja postigli Indijanci na visoravnima Sjeverne, Srednje i Južne Amerike, a rodovi i plemena koja su »zalutala« u Amazoniju i u klimatski vrlo nepovoljnu Ognjenu zemlju i sjevernu Kanadu ostali su na najnižoj kulturnoj razini.

Temeljite promjene temperature koje su pratile postanak, pulsiranje i povlačenje te konačni nestanak Europskoga, Sjevernoameričkoga i Sibirskoga ledenog pokrova, duboko su se odrazile i u temeljitim promjenama temperature svjetskog mora, posebno temperature površinskog sloja vode (sl. 372.). U površinskom sloju vode žive mikroorganizmi koji iz vode uzimaju kalcijev karbonat i ugrađuju ga u svoju ljušturu. Od tih mikroorganizama posebno su zanimljivi pelagički foraminiferi, koji su vrlo osjetljivi na promjenu temperature morske vode. Promjena temperature morske vode odražava se u relativnoj zastupljenosti pojedinih vrsta (»tople« i »hladne« vrste) i u broju individua u jediničnom volumenu vode. Dakle, količina kalcijeva karbonata u vapnenim ljušturicama foraminifera ovisi o temperaturi njihove životne sredine. Njihovom smrću na morsko dno neprestano pada prava »kiša« njihovih ostataka, koji se talože kao organski mulj. Zato se može očekivati da su dubokomorski sedimenti – ako nisu poremećeni – idealna sredina za istraživanje paleoklimatskih promjena jer postoji vertikalni kontinuitet (iako, ne baš uvijek). Već se otprije postupno usavršavala tehnika vađenja uzoraka morskog sedimenta pomoću specijalnih sonda, pa su tako izvučene »jezgre« duže od 20 m, koje zahvaćaju sedimente taložene u posljednjih nekoliko stotina tisuća godina. Analizom pojedinih slojeva otkriva se promjena temperature u razdobljima kad su ti slojevi taloženi. Međutim, odnos između mikrofaunističkog sadržaja i količine kalcijeva karbonata s jedne i temperature zraka i morske vode s druge strane vrlo je suptilan.

S razvojem nuklearne fizike došlo se do »mjerenja« *paleotemperatura* pomoću izotopske analize kisika. Morski organizmi koji iz vode ekstrahiraju kalcijev karbonat za izgradnju svojih ljušturica istodobno uzimaju i kisik iz morske vode; ali, morski ga organizmi uzimaju u onom izotopnom omjeru u kojem postoji u morskoj vodi, tj. odnos kisikova izotopa O^{18} prema izotopu O^{16} u kisiku vezanome u karbonatnoj ljušturici odraz je temperature morske vode u doba stvaranja karbonatnih ljušturica. Iako postoje goleme teškoće, uspjele su se postići tzv. izotopne temperature koje približno odgovaraju promjenama temperature površine oceana kad su živjeli analizirani mikroorganizmi. Da bi se posve razumjelo o kakvoj je metodi riječ, treba istaknuti činjenicu da je svjetski ocean golemo »spremište« topline koja se vrlo intenzivno i relativno brzo prenosi iz jednog dijela svijeta u drugi. To znači da je odnos između temperature vode i klimatskih promjena nižeg reda veličine neposredan, ali je temperaturne promjene nižeg reda veličine u svjetskom moru teže otkriti nego na kopnu gdje postoje veće amplitude. Važna je činjenica da su teškoće »mjerenja« paleotemperatura izuzetno velike, da je ta tehnika daleko od savršenstva, pa se iz sadašnjih rezultata ne mogu izvoditi posve sigurni dalekosežni zaključci, zato što je mjerenje starosti sedimenata još nepouzdanije (otuda često znatne, pa i bitne razlike između različitih autora u interpretiranju, odnosno obradi istih sonda). Odnos između temperature životne sredine i fizioloških procesa u živom organizmu previše je kompleksan, suptilan i još nedovoljno poznat da bi se sa sigurnošću mogli izvoditi jednostavni dalekosežni zaključci. Tome nešto pridonose i dijagenetski procesi nakon taloženja sedimenta i utjecaj živih organizama na dnu mora (npr. neke životinje jedu morski mulj).

Na sl. 372. prikazana je promjena temperature površinskog sloja vode sjevernog Atlantika u posljednjih 100 tisuća godina. Tri grafa paleotemperatura dobivena su izotopskom analizom kisika iz tri »jezgre« izvučene sondama A179-4 (16° 36' N i 74° 48' W, dubina 2 965 m; Karipsko more), A172-6 (Karipsko more 14° 59' N i 68° 51' W, dubina 4 160 m) i A180-73 (srednji Atlantik 0° 10' N i 23° W, dubina 3 749 m). Imajući na umu sve spomenute rezerve, ipak se može zaključiti da je temperatura počela padati prije 70-80 tisuća godina sve do minimuma prije oko 15 tisuća godina, poslije čega je počelo naglo otopljavanje. U prvoj fazi posljednjega glacijala, od početka do njegova maksimuma, jasno se opažaju temperaturne promjene nižeg reda veličine, što se ne može reći za dio krivulja od maksimuma posljednjega glacijala do danas.

Izotopska analiza kisika iz ljuštura bentoskih foraminifera dala je tako povoljne rezultate da su istraživači brzo poslije toga proširili tu metodu i na analizu izotopskog sastava kisika u antarktičkom i grenlandskom ledu. Ta se metoda temelji na sljedećoj činjenici. Molekule vode koje »isparavaju« iz svjetskog mora sadrže određenu količinu kisika, koji se sastoji od težeg izotopa O^{18} i lakšeg izotopa O^{16}, a odnos kisika O^{18}/O^{16} u isparenoj vodi bit će funkcija temperature u času isparavanja vode. (Viša temperatura – veći udio molekula s izotopom O^{16} i, obratno, niža temperatura – veći udio molekula vo-

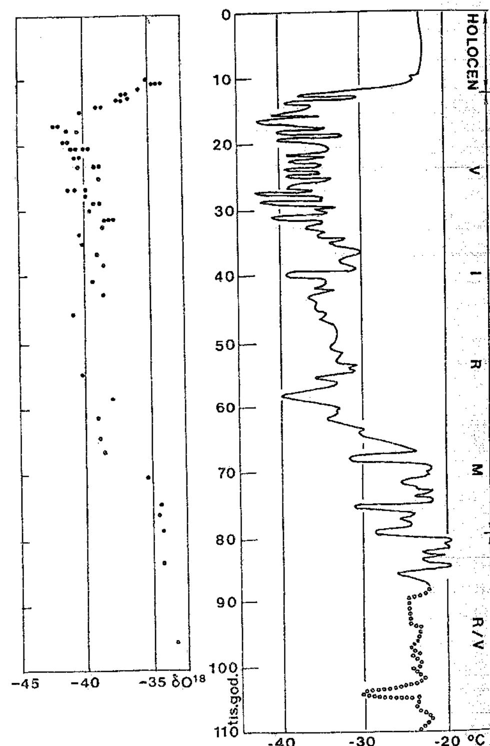


Sl. 372. Paleotemperature površinskog sloja vode sjevernog Atlantika (H. E. Suess, 1956.)

de s izotopom O^{18}.) Zato je prvi korak bio utvrđivanje standardnog omjera O^{18}/O^{16} u vodi današnjeg mora. Kad uskoro dođe do sublimacije, tj. kad od vodene pare nastane snijeg koji padne na ledeni pokrov, izotopski sastav kisika opet će biti isti kao izotopski sastav kisika iz vodene pare, tj. opet će biti funkcija temperature. (Međutim, postoje ljeta i zime, pa će i u svakoj godini varirati izotopski sastav kisika iz snijega. Ta će razlika uskoro nestati zbog molekulske difuzije u ledu, pa će izotopski sastav kisika u ledu odražavati srednju godišnju temperaturu.) Zato će odnos izotopa O^{18}/O^{16}, odnosno relativno odstupanje ili devijacija kisika-18 (δO^{18} u ‰), koje je izmjereno u uzorcima leda, od omjera utvrđenoga za standardnu vodu iz današnjega svjetskog mora, biti drukčiji u »hladnom« (glacijalnom) i »toplom« (interglacijalnom) ledu. Tako se odnos izotopa kisika O^{18}/O^{16} ili relativno odstupanje O^{18} u ledu od standardne vode mijenja s povećanjem dubine snijega i firna, odnosno leda, jer se mijenjala temperatura vode u moru u doba stvaranja snijega. Jasno, i u tom je slučaju trebalo savladati brojne teškoće; izotopska mjerenja ne obavljaju se kontinuirano u cijeloj ledenoj jezgri, nego samo u izoliranim, izabranim uzorcima s određenih dubina. Važno je da pri odabiranju lokacije za bušotinu iz koje se vadi »jezgra« leda na Grenlandskom i Antarktičkom ledenom pokrovu treba poznavati topografiju podloge, koja mora biti takva da led u dubljim slojevima ne pritječe iz susjednoga hladnijeg područja. Ako to nije moguće, računskim se putem uklanja utjecaj tog faktora. Tako se konačno dobivaju grafovi koji prikazuju relativno odstupanje izotopa O^{18} u ledu od količine O^{18} u standardnoj vodi iz današnjeg mora (δO^{18}), na raznim dubinama, koji odgovaraju raznim godinama. Tu se, dakle, dolazi do drugoga važnog problema, do određivanja starosti leda. Osim radiometrijskih metoda upotrebljava se i određivanje starosti leda ekstrapolacijom na temelju današnje brzine akumulacije leda, odnosno snijega. Zato pouzdanost određivanja starosti leda opada s porastom dubine. Slijedeći je problem »preračunavanje« δO^{18} u stvarnu temperaturu. Budući da to nije jednostavna operacija, u svim dosadašnjim radovima prikazuje se samo δO^{18} u promilima. Na sl. 373 prvi je put prikazana i temperatura leda iz bušotine Camp Century na sjevernom Grenlandu i određena je starost leda, odnosno kronologija.

Na sl. 373. prikazani su rezultati istraživanja pomoću spomenutih metoda u ledu iz dubokih bušotina na Antarktiku i Grenlandu. Promotrimo najprije što je otkrila izotopska analiza kisika iz leda u bušotini na Antarktiku. (Svaka točka prikazuje rezultat izotopske analize iz pojedinih uzoraka leda određene debljine uzimanih u intervalima od 33-62 m; bliže dnu uzimani su samo tanki slojevi, pa otuda samo jedna točka, za razliku od nekoliko točaka u gornjem dijelu, ali na razini koja ima istu starost.)

Spomenuti autori zaključuju da je sigurno obuhvaćen čitav posljednji glacijal, koji je – po tim podacima – počeo otprilike prije 75 000 godina, a prestao prije nekih 11 000 godina. Najniža temperatura, tj. maksimum posljednjega glacijala na Antarktiku bio je otprilike prije 17 000 godina. Iz primjetnih promjena δO^{18} zaključuje se da su postojale smjene *stadijala* i *interstadijala*, ali je njihova temperatura uvijek bila niža nego u postglacijalu, tj. u posljednjih 11 000 godina na Antarktiku. Podjednake vrijednosti δO^{18} prije 75 000 godina upućuju na zaključak da je taj led stvoren u interglacijalu prije posljednjega glacijala, a temperatura je bila viša nego danas (i u posljednjim stoljećima) na Antarktiku. Važan je zaključak da je u području antarktičke



Sl. 373. Lijevo: izotopska analiza leda δO^{18} u ‰) iz bušotine pokraj Byrd Stationa na Antarktiku (80° S i 119° W, nadmorska visina 1 530 m od 1 050 do 2 162 m dubine (S. Epstein i dr., 1970.); desno: isto za led iz bušotine Camp Century na sjevernom Grenlandu (dubina bušotine 1 390 m) (W. Dansgaard i dr., 1970.)

polarne postaje Byrd Station razlika između srednje godišnje temperature danas i u maksimumu posljednjega glacijala iznosila 7 – 8 °C, a razlika između stadijala i interstadijala u posljednjem glacijalu 2 – 3 °C ili možda nešto više. Očito je da su promjene klime u posljednjih stotinjak tisuća godina na Antarktiku i na sjevernoj hemisferi bile *sinkrone*.

Istom metodom analiziran je i led iz jedne bušotine na sjevernom Grenlandu (sl. 373. desno), a došlo se do sljedećih rezultata. Maksimum posljednjega glacijala bio je prije 13 – 17 tisuća godina, posljednji je glacijal počeo prije 80 000 godina, a prestao otprilike prije 12 000 godina. I na Grenlandu je bilo više stadijala i interstadijala s manjom amplitudom temperature. Očito je, dakle, da se prema sadašnjem stanju znanja može smatrati definitivno dokazanom činjenicom *da je posljednji glacijal bio opća, univerzalna pojava na cijelom našem planetu, da je maksimum bio u približno istom razdoblju, a isto tako je »istodobno« i prestao.*

Sada kad smo upoznali osnovne zakonitosti u razvoju ledenih pokrova u posljednjem glacijalu, možemo sumirati današnje znanje. Nema više nikakve sumnje da su ledeni pokrovi na sjevernoj hemisferi, Europski i Sjevernoamerički, nastali, razvijali se i povlačili u biti u istim uvjetima, po istome mehanizmu. Grenlandski i Antarktički ledeni pokrov su ekspanzijom brzo dolazili do obale, odnosno do dubokog mora, pa je njihov površinski razvoj bio strogo limitiran. Oba ledena pokrova povećavala su se i smanjivala kao i ledeni pokrovi u Sjevernoj Americi i Europi (i Sibiru), ali su radijalne promjene bile mnogo manje. *Činjenica je da su Sjevernoamerički i Europski (i Sibirski) ledeni pokrovi nestali početkom holocena, a Antarktički su se i Grenlandski ledeni pokrovi najvećim dijelom zadržali do danas.*

Iz dosadašnjeg se razmatranja nameće važan zaključak da je evolucija ledenih pokrova tekla *nejednoliko*, tj. faza ekspanzije ledenih pokrova (odnosno faza njihove površinske ekspanzije) nije trajala koliko i faza recesije (povlačenja). Moglo bi se dakle prihvatiti da su ledeni pokrovi na sjevernoj hemisferi u maksimumu svoga površinskog razvoja bili otprilike prije 20 000 godina. To znači da je ekspanzija ledenih pokrova trajala oko 50 000 godina (otprilike od prije 70 000 godina do prije 20 000 godina). Nakon maksimuma prije 20 000 godina počelo je povlačenje ledenih pokrova, ali je zanimljiva činjenica da je njihovo povlačenje bilo mnogo brže nego njihova površinska ekspanzija. Ledenih je pokrova nestalo za oko 10 000 godina (osim antarktičkoga i grenladskoga), tj. nestali su na prijelazu iz posljednjega glacijala u holocen, tj. prije 10 000 godina.

Ukratko, u vremenskom razvoju ledenih pokrova postoji izrazita razlika: *relativno lagana ekspanzija i vrlo nagao nestanak.*

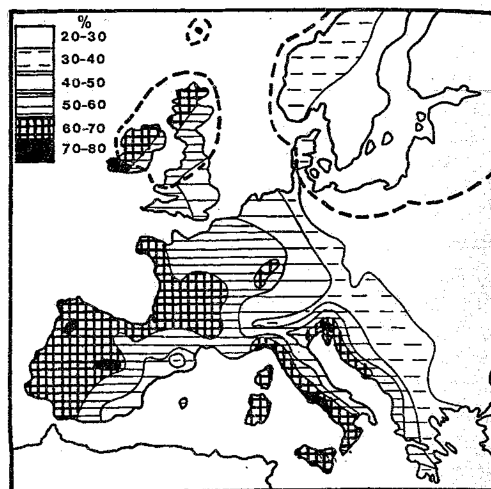
Ni ekspanzija ni recesija nestalih ledenih pokrova nisu bili kontinuirani procesi, tj. nisu neprekidno rasli niti su se neprekidno povlačili. Širenje i povlačenje ledenih pokrova bilo je isprekidano kraćim zastojima, odnosno suprotnim razvojem od opće tendencije razvoja. Faze ekspanzije ledenih pokrova praćene padom temperature nazivaju se *stadijalima*, a faze povlačenja ledenog pokrova praćene porastom temperature nazivaju se *interstadijalima.* (Postoje još i manje, još kratkotrajnije pulsacije ledenih pokrova, ali terminologija, a još manje sinkronizacija, nije ujednačena.) Ledeni pokrovi su se, dakle, počeli širiti, došli su do neke granice, zatim se malo povukli, da bi poslije opet, još jače, ekspandirali, još se više raširili nego prije toga, odnosno u stadijalu. Tako je bilo u prvoj fazi, fazi općeg širenja ledenog pokrova. Od trenutka kad je (prije 20 000 godina) počela faza općeg povlačenja ledenih pokrova, prema pravilu u mlađem stadijalu, ledeni pokrov nije mogao dostići svoju južnu granicu iz prethodnog stadijala: ledeni pokrovi ritmički su nestajali i nisu se mogli vratiti u svoje prethodno stanje.

Klimatske promjene u posljednjem (i svakom starijem) glacijalu u biti su se podudarale s *površinskim* razvojem ledenih pokrova, odnosno zaleđenih površina (zaleđeno more, snijegom prekrivena prostranstva), što je posljedica neposrednoga utjecaja snijega i leda na bilancu radijacije (velik albedo leda i snijega). S ekspanzijom ledenih pokrova, s povećanjem njihovih površina, povećavao se gubitak topline u područjima pod neposrednim utjecajem ledenih pokrova, a posljedica je bila – pad temperature; svaku ekspanziju ledenih pokrova, svaki stadijal, pratio je pad temperature. Suprotno je bilo u interstadijalima; smanjenjem ledene površine smanjivao se gubitak topline i tako je temperatura porasla, tj. svaki interstadijal karakterizira porast temperature. Što je u biti uzrok, a što posljedica, problem je teorije o postanku ledenih pokrova. Osim temperature, na mehanizam pulsiranja ledenih pokrova bitno utječe i količina padalina, odnosno evolucija ledenih pokrova posljedica je funkcionalnog odnosa temperature i padalina. Taj se odnos u tijeku evolucije ledenih pokrova *bitno mijenjao*, a to je ostavilo duboke tragove i u klimi i u prostornom razvoju ledenih pokrova. Za posljednji je glacijal utvrđena sljedeća evolucija klime (sl. 370.). U prvoj fazi posljednjega glacijala, *u ranom virmu, bila je relativno svježa i vlažna klima* u umjerenim geografskim širinama, tj. postojali su povoljni uvjeti za akumuliranje golemih količina snijega (firna, leda) koji je omogućio ekspanziju ledenih pokrova. Upozorit će-

mo na vrlo važnu činjenicu da je akumuliranje leda u Europi počelo u planinama Skandinavije, a u Sjevernoj Americi u planinskom dijelu Labradora. To su bile jezgre gdje su najprije nastajali planinski i pijedmontski ledenjaci kao »embrioni« budućih ledenih pokrova. Tako smo došli do vrlo važne činjenice: svako stvaranje ledenih pokrova počinjalo je u planinskim područjima, a kad se ledeni pokrov razvije iznad određene granice, sam postaje golema reljefna barijera koja dalje regulira svoj razvoj, odnosno akumulaciju krutih padalina i konačno – leda. Zatrpavši ledom spomenute planine, kao i sve druge planine na Antarktiku, Grenlandu, Sibiru, ledeni pokrovi postali su neovisni o njihovu utjecaju. Ali, kad su ledeni pokrovi nestajali, najduže su se zadržali u istim planinama gdje su i nastali.

U srednjem virmu klima se, *pod utjecajem postojanja ledenih pokrova*, postupno počinje mijenjati. Sve je hladnija, a pod utjecajem manjeg isparivanja (kao posljedica pada temperature) i potiskivanja polarne fronte u niže geografske širine *količina padalina postaje sve manja*. Slična je klima bila i u kasnom virmu, samo se došlo još dalje u tom smjeru. Temperatura je pala na najnižu razinu, a količina padalina u području ledenih pokrova i u široj zoni uz njih prema ekvatoru znatno se smanjila. *Posljednji je glacijal počeo sa svježom i vlažnom, a završio s vrlo hladnom i suhom klimom.* Zato nema smisla generalizirati i govoriti kakva je bila klima posljednjeg glacijala. Uvijek treba precizirati vremenski, treba reći o kojem je dijelu posljednjega glacijala riječ.

Količina padalina je toliko važna za razvoj i postojanje ledenih pokrova da ćemo taj problem još razmotriti. Analizirat ćemo kakva je bila raspodjela padalina u maksimumu posljednjega glacijala u Europi (sl. 374.). Nema sumnje da je relativno velik Europski ledeni pokrov u maksimumu posljednjega glacijala bio izvorišno područje vrlo hladnih zračnih masa koje nisu omogućavale pritjecanje vlage s Atlantika i Sredozemlja na sam ledeni pokrov. Danas se općenito uzima da je u tome i ključno rješenje zagonetke zašto su nestali ledeni pokrovi u umjerenim širinama ako je postojao osnovni uvjet, a to je niska temperatura u njihovu području. Jer, ledeni pokrovi u umjerenim širinama počeli su se povlačiti onda kad je temperatura pala na *najnižu* razinu! Očito je da je temperatura postala preniska za daljnje postojanje spomenutih ledenih pokrova. Presudno značenje u tom času počela je imati količina padalina, a nje je bilo *premalo*! I najniže temperature same po sebi ne mogu održati ledeni pokrov ako nema dovoljno padalina. (Zato je Sibirski ledeni pokrov bio manji i tanji od Sjevernoameričkoga i Europskoga *iako* je temperatura u Sibiru bila *niža*



Sl. 374. Raspodjela padalina u maksimumu posljednjega glacijala u Europi; postotak od današnje količine (A. -M. Klein, 1953.)

nego u Europi i Sjevernoj Americi. Polazeći od te činjenice, bolje je reći *upravo zato* što je temperatura bila preniska, a ne iako je bila niža.) Tako će posebno važna biti činjenica za koliko je postotaka bilo manje padalina u maksimumu posljednjega glacijala u Europi prema današnjoj količini padalina ili, obratno, koliko je bilo padalina u postocima od današnje količine. Tako je A. M. Klein izračunala da je u maksimumu posljednjega glacijala u Europi bilo 20 – 80% *manje* padalina nego danas. U zapadnoj Francuskoj i na Britanskim otocima padalo je 50 – 70% od današnje količine padalina: to isto vrijedi za veći dio Pirenejskog poluotoka. Bitno je važna činjenica da se količina padalina relativno smanjivala prema istoku; tako je istočno od Labe padalo samo 20–30% od današnje količine padalina. Za nas je potrebno posebno istaknuti zanimljivu činjenicu da je i u našim krajevima u maksimumu posljednjega glacijala bilo *manje* padalina nego danas, ali je relativno smanjenje bilo veće u unutrašnjosti (gdje je padalo 30 – 40% od današnje količine padalina) nego u planinskom pojasu i na obali (40 – 70% od današnje količine padalina). Za geomorfološke procese bitna je činjenica da je relativni udio snijega u ukupnim padalinama bio mnogo veći nego danas.

Sličan slijed klime, samo u manjem rasponu, bio je i u samom posljednjem glacijalu. Svaki stadijal imao je sušu i hladniju klimu, a interstadijal nešto topliju i vlažniju, ali ne »sušu i hladniju« ili »topliju i vlažniju« nego danas, nego te oznake vrijede u odnosu prema *prethodnom* razdoblju. Zato je u

glavnim hladnim fazama posljednjega glacijala (virm u Europi) bio taložen les (ili prapor), eolski sediment, a u toplijim su i vlažnijim interstadijalima nastajale smeđe zone, fosilna tla. Ipak, odnos između klimatskih promjena i faza taloženja lesa nije tako shematičan i jednostavan.

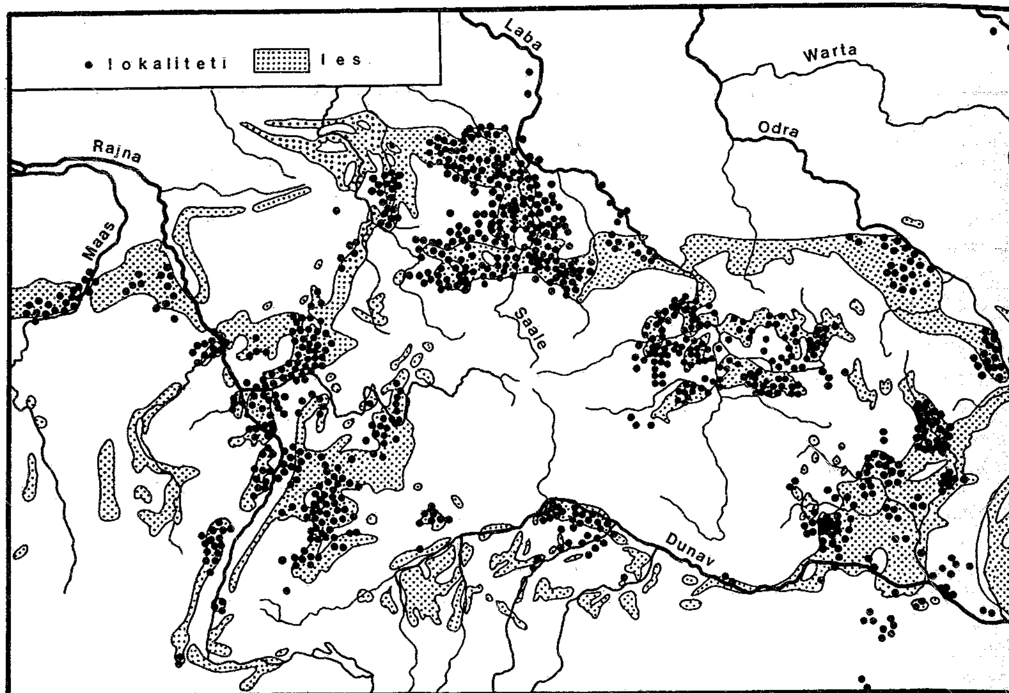
Les je toliko važan eolski sediment (prije svega iz posljednjega glacijala a iz starijih ga je glacijala preostalo malo) da je potrebno nešto više reći o njemu, odnosno o njegovu postanku. Golema prostranstva na Zemlji prekrivena su lesom, pa je logično da iz toga moraju proizaći regionalne razlike u mineralnom sastavu, debljini, starosti i načinu postanka. Prema postanku les može biti: a) »hladni« i b) »topli«. »Hladni les« nastao je deflacijom, otpuhivanjem finijeg materijala u suhoj periglacijalnoj klimi u širem pojasu bez vegetacije u blizini nekadašnjih ledenih pokrova. Tako je nastao les u umjerenom, subarktičkom i arktičkom pojasu, a samo u Sjevernoj Americi nalazi se i u suptropskom pojasu (jer je Sjevernoamerički ledeni pokrov prodirao mnogo dalje na jug od bilo kojega drugoga ledenog pokrova). Uvjeti za postanak lesa postojali su u najhladnijim razdobljima posljednjega glacijala, u najhladnijim stadijalima, kad su jaki, hladni i suhi vjetrovi s ledenih pokrova puhali preko periglacijalne zone, gdje su iz podloge otpuhivali najfiniji materijal, a ondje gdje je njihova moć slabila, ondje se taj materijal taložio i od njega je nastao les. Les se mogao pretaložiti u vodenim sredinama. Dio lesa nastao je poplavama rijeka, poslije čega je ostao sloj fina rastresitoga materijala koji je vjetar mogao lako raznijeti.

Uzima se da u Europi postoje dva ili tri glavna horizonta lesa iz posljednjega glacijala, a još nekoliko horizonata lesa taložilo se u starijim glacijalima. Međutim, intenzitet i trajanje sedimentiranja lesa mijenjao se u posljednjem glacijalu. Intenzivnost sedimentiranja naglo je porasla u drugom dijelu posljednjega glacijala, napose u njegovu maksimumu. Svi pokazatelji navode na zaključak da veliko intenziviranje taloženja lesa treba pripisati aridizaciji i velikom zahlađenju klime u maksimumu posljednjega glacijala.

»Topli les« taložio se u suptropskom (izuzetak je Sjeverna Amerika, gdje se u suptropima taložio pretežno »hladni les«) i tropskom pojasu obiju hemisfera, a genetski nije vezan uz hladne periglacijalne uvjete. Ima ga u unutrašnjosti Kine, u srednjoj Aziji (Fergana), itd., a nastao je otpuhivanjem materijala sa suhe podloge. I u njemu postoje zone fosilna tla, ali njih nije moguće sinkronizirati sa sličnim slojevima u »hladnom lesu« jer je razvoj tekao u drukčijim klimatskim uvjetima.

O lesu smo govorili zato što se poslije posljednjega glacijala na njemu razvio debeli sloj vrlo plodna tla; to su lagana i porozna tla koja su poslije, u neolitiku, kad se počela razvijati poljoprivreda, bila vrlo povoljna za razvoj agrarne proizvodnje. Na sl. 375. prikazan je odnos između rasprostranjenja lesa i neolitske poljoprivrede. Budući da je agrarna proizvodnja postala osnova ekonomije neolitskih zajednica, izravno je utjecala i na geografsku raspodjelu stanovništva i naselja. Nije potrebno dugo analizirati sl. 375. da se uvidi kako je neolitska poljoprivreda, koja je zbog nerazvijenosti tehnike bitno ovisila o prirodnoj osnovi, bila najrazvijenija u *lesnim područjima s plodnim tlom*. Neolitsko agrarno stanovništvo koje je naseljavalo srednju Europu prakticiralo je selilačku poljoprivredu i to, ako je ikako bilo moguće, na tlu koje se razvilo na lesu, jer je obrada bila najlakša za ondašnju tehniku, a tlo je uz to bilo vrlo plodno. Budući da je neolitska poljoprivreda bila selilačka, geografska raspodjela lesa bitno je utjecala na migracijske putove neolitskih poljoprivrednika. Čini se da je najstarija neolitska poljoprivreda počela u Moravskoj, odatle se proširila na istok do Galicije, a preko Poljske sve do donje Visle, zatim na zapad i sjever uz Odru do Šleske, Labom do Saske i Dunavom do Bavarske da bi konačno došla do lesnih područja uz Neckar, Mainu i Rajnu te dolinom Meuse u današnju Francusku. Da je poljoprivreda bila selilačka, potvrđuje činjenica da je migracija bila, za one uvjete, vrlo dinamična. Preseljenje u novi kraj značio je napuštanje starijih naselja, a na nekadašnjoj agrarnoj površini brzo se razvija prirodni biljni pokrov. Paleobotanička istraživanja pokazuju da se ciklus ponovio više puta, tj. nakon stanovita vremena izrasla je šuma, koju su novi doseljenici spalili, ali su i oni nakon nekog vremena (poslije iscrpljenja tla) otišli. Šuma je opet izrasla, pa su mogli doći novi doseljenici. I tako redom više puta.

Glacijalnu cirkulaciju atmosfere karakterizira potiskivanje zone glavnih zapadnih vjetrova prema ekvatoru, najjače u atlantskom sektoru, a u pacifičkom je sektoru došlo do manjih promjena. Potiskivanjem ciklona, odnosno polarne fronte, u niže geografske širine, količina padalina smanjila se u širokom pojasu oko južne periferije ledenih pokrova, ali se istovremeno *povećala* količina padalina u današnjim suhim suptropima i tropima (u odnosu prema današnjoj količini padalina). To vlažnije razdoblje u danas suhim zonama zove se *pluvijal*, a bio je »istodoban« s glacijalom u višim geografskim širinama. Međutim, pluvijal nije bio razdoblje neprekidne veće vlažnosti i niže temperature. Posljednji je pluvijal bio isprekidan kraćim suhim i toplijim razdobljima, između kojih su se nalazile kraće svježije i vlažnije



Sl. 375. Neolitska poljoprivredna središta (točke) i raspostranjenje lesa (sitne točkice) u srednjoj Europi (J. G. D. Clark, 1952.)

faze. Slabljenjem suptropskog pojasa visokog tlaka nastale su mogućnosti za proširenje ekvatorskog pojasa niskog tlaka, pa je pustinjski pojas bio sužen i na ekvatorskoj strani.

U europskom Mediteranu u maksimumu posljednjega glacijala klima je bila hladna, a padalina je bilo *manje* nego danas, a u sjevernoj je Africi količina padalina *porasla*. (U Atlasu su postojali ledenjaci, stepa oko Sahare vrlo se proširila prema njezinoj unutrašnjosti, tako da je pustinja bila vrlo sužena.) Krajem posljednjega glacijala virmska glacijalna fauna sisavaca sjeverne Afrike imala je mnogo europskih elemenata.

Razina Mrtvog mora u posljednjem pluvijalu porasla je na –220 m (danas je na –399 m), pa mu je površina bila tri puta veća nego danas.

Velike paleogeografske promjene nastale su i u sjevernom dijelu Kaspijskog jezera. Godine 1930. površina tog jezera iznosila je 424 300 km², 1952. god. 393 200 km², a 1957. god. već 371 000 km². Međutim, u doba donjohvalinske transgresije (raniji dio posljednjega glacijala) njegova je površina iznosila 946 000 km², a razina mu je bila 100 m viša od današnje. Uzrok je te transgresije povećanje količine padalina i smanjenje evaporacije, a pritjecanje je vode u rijekama bilo manje nego danas.

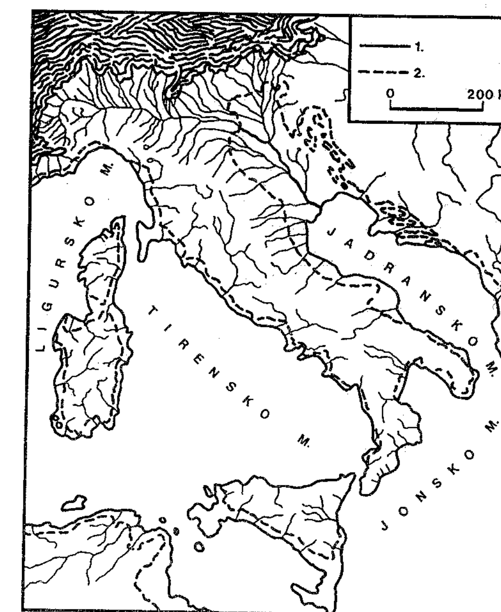
Pluvijal je postojao i na ekvatorskim rubovima sjevernohemisferskih pustinja, pa se to odrazilo u pomicanju na sjever tropske šume i savane. Ali, to bi bio »topli« pluvijal za razliku od »hladnoga« dalje na sjeveru. Po analogiji, nešto slično, iako u manjim dimenzijama, trebalo je biti i na južnoj hemisferi.

Kvantitativni podaci o promjenama klimatskih elemenata u posljednjem glacijalu vrlo se teško mogu utvrditi. U niskim geografskim širinama u maksimumu posljednjega glacijala srednja godišnja temperatura bila je za 4 °C niža. Česta anticiklonska stanja, osobito zimi, kad je veliko značenje imala inverzija, uzrokovali su mnogo veći pad temperature u umjerenim širinama; u srednjoj je Europi srednja godišnja temperatura bila za 8 – 12 °C niža od današnje. Da je potrebna geografska diferencijacija, pokazuju podaci C. Emilianija (1970.), koji uzima da je srednja godišnja temperatura u Karipskome moru bila 7 – 8 °C niža nego danas, u ekvatorskom Atlantiku 5 – 6 °C, u ekvatorskom Pacifiku 3 – 4 °C, a na Antarktiku (S. Epstein i dr., 1970.) 7 – 8 °C niža nego danas. Pojas glavnih zapadnih vjetrova bio je prosječno 10 – 15° bliži ekvatoru.

Glacijacija Antarktika u posljednjem glacijalu bitno se razlikovala od glacijacije sjeverne hemisfere. Ta razlika proizlazi iz jedne geografske činjenice: Antarktik je kopno okruženo oceanima, a Arktik je more koje je najvećim dijelom okruženo kopnom. Ta je činjenica bitno utjecala i na oblik i na veličinu ledenih pokrova, kao i na mehanizam njihova pulsiranja. Antarktički ledeni pokrov je kružnoga oblika, prekriva gotovo cijeli kontinent i ne može biti veći od antarktičkoga kopna i šelfa. Zato se ističe činjenica da su ledeni pokrovi na sjevernoj hemisferi – osim Grenlandskoga – potpuno nestali, a Antarktički je ledeni pokrov danas (12,5 mil. km²) tek nešto manji nego u maksimumu posljednjega glacijala (13,2 mil. km²). Budući da je odnos opće cirkulacije atmosfere i zaleđene površine direktan, cirkulacija atmosfere oko Antarktika u maksimumu posljednjega glacijala neznatno se razlikovala od sadašnje cirkulacije. Zato bi se moglo zaključiti da kvartarna ili kenozojska glacijacija na južnoj hemisferi nije prestala. Na Antarktiku se nalazi 24 mil. km³ leda, tj. 90% leda koji danas postoji na Zemlji.

Akumulacijom goleme količine leda na kopnu u posljednjem glacijalu moralo je doći do pada morske razine. U razdoblju najnižeg položaja morske razine ona je bila oko 100 m niža nego danas. Za nas su posebno zanimljive paleogeografske promjene u srednjem Mediteranu, odnosno u Jadranskome moru (J. Roglić, 1962.) u maksimumu posljednjega glacijala (sl. 376.). U fazi niskog položaja morske razine sjeverni je Jadran bio kopno po kojemu su tekle rijeke iz sjeverne Italije (led je prekrivao veći dio Alpa, a po dolinama su se spuštali planinski ledenjaci daleko na jug prema Pou), iz našeg primorja (Raša je bila ponornica) i s Apeninskog poluotoka. (Na sl. 376. nisu prikazani manji ledenjaci na Apeninskom poluotoku i u našoj zemlji.) Rijeke iz Padske nizine i s Apeninskog poluotoka donosile su rastresit materijal, iz kojega je suhi i hladni vjetar otpuhivao najsitnije čestice koje su se taložile ondje gdje je oslabila transportna moć vjetra; tako je nastao les, koji se do danas održao na Susku, ponegdje na obali Istre, u okolici Zadra, na nekim otocima sve do Lumbarde na Korčuli i do Mljeta. Upravo je les dokaz o postojanju kopna na mjestu današnjega sjevernog Jadrana. Osim toga, to dokazuju i intenzivne migracije životinja i biljaka, osobito sisavaca (I. Rakovec, 1960.), koji su po kopnu dospjeli na današnje otoke, pa i to dokazuje povezanost naših otoka s kopnom u fazi najnižeg položaja morske razine. Izdizanje morske razine u kasnom virmu bilo je tako naglo da abrazija nije bitno utjecala na oblikovanje našega obalnog reljefa. Svagdje se stječe dojam da su kopneni oblici reljefa samo preplavljeni naglim izdizanjem morske razine, koje se nastavilo i u holocenu. (Riječna ušća prelaze u zaljeve, drage ili kopnene udoline, a rebrasti reljef prelazi u poluotoke.) Tako postoje brojni dokazi da je i podmorski reljef isto tako živ kao i reljef na kopnu.

Budući da je naše i talijansko primorje geološki mlado, istodobno je bilo i diferenciranih vertikalnih gibanja kopna neovisno o glacioeustatičkim gibanjima morske razine. Zato je i najmlađe glacioeustatičko izdizanje morske razine bilo nejednako u raznim dijelovima jadranske obale. Ti su procesi imali i sasvim praktične posljedice, pa je poznato da su mnoge antičke građevine na našoj obali (npr. Dioklecijanova palača u Splitu) djelomično poplavljene; pritom ne treba zaboraviti ni mogućnost usjedanja teških građevina na laporovitoj podlozi. Obala Apeninskog poluotoka i sjeverne Italije do Trsta drukčije je građena nego naša (izuzetak je ušće Neretve, Cetine i Raše), pa preteže vrlo jaka akumulacija apeninskih, a osobito alpskih rijeka, tako da je u relativno novijem razdoblju poništen utjecaj glacioeustatičkog izdizanja morske razine, tj. količina riječnih sedimenata tako je velika da akumulacijska obala raste, odnosno proširuje se. Tako je poznato da se nekadašnje velike važne luke Adria, Aquileia i Ravenna nalaze duboko u kopnu, odnosno zasipavanjem luka onemogućen je njihov ekonomski razvoj, jedino ako nije intervenirao čovjek. To isto dogodilo bi se i Veneciji da čovjek nije spriječio nasipavanje Venecijanske lagune.



Sl. 376. Paleogeografske promjene u srednjem Mediteranu krajem pleistoceana; 1. obala u razdoblju najnižeg položaja morske razine u posljednjem glacijalu, 2. današnja obala (Atlante Fisico Economico d'Italia, Milano, 1940.)

3.5. KLIMA PREVIRMSKE KENOZOJSKE GLACIJACIJE

Istraživanje još starijih tragova pokazuje da je kenozojska glacijacija bila vrlo kompleksna. Virmski glacijal s bitnom promjenom klime u tom razdoblju samo je jedno od hladnih razdoblja u nizu od nekoliko sličnih promjena klime u posljednjih više stotina tisuća godina. U pleistocenu se klima nekoliko puta bitno izmijenila. Dugotrajna hladna razdoblja u kojima su nastajali, razvijali se i nestajali veliki ledeni pokrovi u umjerenim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi, odnosno razdoblja u kojima je Antarktički ledeni pokrov prekrivao sve kopno i šelf oko Antarktika (a debljina, odnosno volumen ledenog pokrova bio je veći nego danas), a Grenlandski ledeni pokrov zatrpao ledom i obalni pojas koji danas nije zaleđen, nazivaju se *glacijalima* (tab. 6). Klima između glacijala bila je topla (u umjerenim širinama) ili relativno toplija nego danas (na Grenlandu i Antarktiku). Ta topla ili toplija razdoblja između glacijala zovu se *interglacijalima*. Klima svih interglacijala u umjerenim širinama na sjevernoj hemisferi bila je u biti slična današnjoj, s tom razlikom što je bila nešto toplija (dakle, slično kao i u atlantiku). Pretpostavlja se da je u maksimumima interglacijala postupno nestajao led sa Sjevernoga ledenog mora, a *Grenlandski ledeni pokrov bio je znatno smanjen, ali nikada nije posve nestao.* To je prouzročilo velike promjene u općoj cirkulaciji atmosfere. Bitno su ojačale suptropske anticiklone, glacijalne anticiklone su slabile, pa je pojas glavnih zapadnih vjetrova (odnosno ciklone s polarne fronte) bio potisnut u više geografske širine. I ekvatorska granica suptropskih anticiklona pomakla se bliže ekvatoru. Dakle, prije posljednjega glacijala, prije virma, bio je interglacijal ris/virm koji je trajao oko 40 000 godina, tj. prije otprilike 110 000 – 70 000 godina.

U biti se sada ponavlja sve ono što je već rečeno za posljednji glacijal, za virm. Prije virma i prije interglacijala ris/virm postojao je glacijal ris (i njegovi ekvivalenti u ostalim dijelovima svijeta). Kao i u posljednjem glacijalu (virm), tako je i u pretposljednjem glacijalu (ris) nastao golem ledeni pokrov koji je ledom zatrpao Skandinavski poluotok, Finsku, sjeverni i sjeverozapadni dio europske ZND-a, baltičke zemlje, praktički čitavu Poljsku, sjevernu Njemačku, Nizozemsku i Britaniju do Temze i Severna, čitavu Irsku, Baltičko i Sjeverno more. Definitivno je utvrđeno da je riski ledeni pokrov u Europi bio mnogo veći nego u virmu. Kao i u virmu, limitirajući faktori bili su klimatski. Na području današnje Rusije klima je u fazi maksimalnog površinskog razvoja ledenog pokrova bila previše hladna i suha da bi ledeni pokrov mogao prodrijeti dalje na jug. Riski ledeni pokrov u srednjoj i zapadnoj Europi bio je pod jakim utjecajem advekcije topline s Atlantika, tako da se Europski ledeni pokrov ni u tom glacijalu nije spojio sa zaleđenim Alpama; između njih je ostao kopneni koridor. Važno je to što su goleme mase leda u ledenim pokrovima na sjevernoj hemisferi u glacijalu ris (isto kao i u virmu) bile koncentrirane u *umjerenim geografskim širinama*, a debljina je leda u Europskom, Sjevernoameričkom, Grenlandskom i Sibirskom ledenom pokrovu *opadala* prema prehladnom sjeveru, a *rasla* prema toplijem i vlažnijem jugu. Da je takva raspodjela, odnosno koncentracija kopnenog leda samo djelomično posljedica raspodjele kopna i mora (npr. Grenlandski ledeni pokrov ne može biti mnogo veći nego što je površina tog otoka, jer je oko Grenlanda relativno duboko more), a većim dijelom posljedica limitirajućeg utjecaja preniske temperature i suhosti zraka u arktičkim širinama, vidi se iz činjenice što znatan dio otoka u Kanadskom arktičkom otočju nije bio prekriven ledom (postojali su samo prilično »pasivni« planinski ledenjaci). Isto tako, Europski ledeni pokrov nije prekrivao golemi šelf u području Barentsova mora, Novaje zemlje i arktičkih otoka (Svalbard, Zemlja Franje Josipa), nego mu se središte nalazilo mnogo dalje na jugu. Laurencijski ledeni pokrov širio se prema jugu, prema Meksičkom zaljevu, prema izvoru vlage, a Kordiljeri su bili zatrpani ledom koji je nastao od vlage s Tihog oceana. Međutim, vrlo hladna i planinama izolirana sjeverna Aljaska *nije* bila prekrivena ledom.

Slična je situacija bila i u Aziji. Kao i danas zimi, Sibir je u svakom glacijalu, pa tako i u risu, morao biti strahovito hladan (ali ne samo zimi, nego i ljeti) i vrlo suh. Zato ni u risu, kao ni u virmu, nije postojao velik i debeo ledeni pokrov koji bi se veličinom, a još manje volumenom leda mogao usporediti s Europskim, a osobito ne sa Sjevernoameričkim ledenim pokrovom. Sibirski ledeni pokrov sastojao se zapravo od nekoliko nepovezanih ledenih »kapa« u većim planinskim sistemima, pa se zapravo i ne bi moglo govoriti o jedinstvenu ledenom pokrovu u europskom i američkom smislu riječi.

Da bi se lakše dobila prava slika o razmjerima glacijacije, korisno će biti spomenuti da je u riskom glacijalu na Zemlji ledom bilo prekriveno 44 mil. km^2 kopna ili 29% površine kontinenata na našem planetu. Osim toga, led je prekrivao 25 mil. km^2 mora u Arktiku i oko Antarktika, a to iznosi 4% površine svjetskog mora. Da bi se shvatila golema razlika između promjena zaleđenosti sjeverne i južne hemisfere, treba spomenuti da je danas ledom prekriveno 14 898 000 km^2 kopna, a u riskom glacijalu bilo je prekriveno 44 mil. km^2. To znači da su goleme razlike između zaleđenosti u glacijalima i interglacijalima bile samo na sjevernoj hemisferi, a na južnoj je hemisferi, specijalno na Antarktiku, razlika između glacijala i interglacijala bila nebitna.

Slijed klimatskih promjena, odnosno promjena temperature, utvrđen je izotopskom analizom kisika iz dubokomorskih sedimenata. Odnos O^{18}/O^{16} ovisi o temperaturi površine mora u doba taloženja sedimenata, odnosno za života, analiziranih foraminifera; na toj osnovi (i na nekim drugim pretpostavkama) konstruirani su brojni »termogrami« jednog dijela kvartarne glacijacije, na kojima se jasno vidi smjena glacijala i interglacijala, ali i temperaturne promjene nižeg reda, stadijali i interstadijali. Postoje, međutim, bitna razilaženja u datiranju tih temperaturnih promjena, napose u starijem dijelu krivulja, a čini se da su i prevelike amplitude klimatskih promjena nižeg reda, što proizlazi iz već opisanih teškoća izotopske analize paleotemperature i radiometrijskih metoda mjerenja vremena. Suvremena istraživanja kvartarne geomorfologije počela su u Alpama, pa je iz tih istraživanja potekla i prva kronologija. Radiometrijske su metode u principu točne, ali su se – zbog postsedimentacijskih promjena – u konkretnim primjerima pojavile goleme, neprihvatljive razlike. To još nije velika teškoća kad je riječ o virmu i holocenu. Ekstrapolacija dopušta mogućnost pretpostavke da mi živimo u jednom interglacijalu, tj. u stanovitom je smislu opravdana pretpostavka da će u budućnosti nastupiti novi glacijal, novo »ledeno doba«, ako se ponove uzroci koji su i do sada prouzročili ritmičku smjenu glacijala i interglacijala. Međutim, to bi se moglo dogoditi tek nakon mnogo tisuća godina.

Goleme su teškoće istraživanja klimatskih promjena u prošlosti (koja se najčešće svode na proučavanje temperaturnih promjena) zbog njihove silne kompleksnosti i fragmentarnosti podataka. Novija istraživanja pokazuju da su one bile mnogo kompliciranije nego što se u početku mislilo. Prema sadašnjem stanju znanja, klimatske promjene u tijeku kenozojske glacijacije mogle bi se ovako rezimirati (sl.377.).

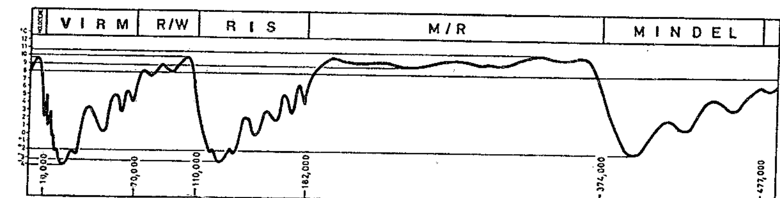
Kao i svi procesi u prirodi, kenozojska glacijacija nije bila neočekivana i nagla pojava. Izotop-

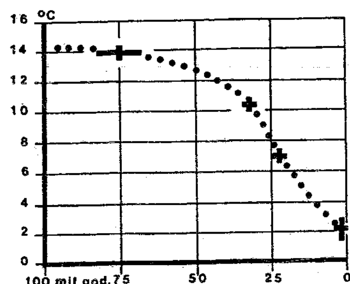
HIPOTETSKA SINKRONIZACIJA GLACIJALA (*kurziv*) I INTERGLACIJALA (PREMA RAZNIM AUTORIMA)

Alpe	Sjeverna Njemačka i Nizozemska	Sjeverna Amerika	Europski dio Rusije
Würm (virm)	*Visla, Weichsel*	*Wisconsin*	*Valdajski glacijal*
			Dnjeparsko-valdajski int.
Ris-virm	Eem	Sangamon	
Riss (ris)	*Saale i Warthe*	*Illinoian*	*Dnjeparski glacijal*
			Lihvinsko-dnjeparski int.
Mindel ris	Holstein	Yarmouth	
Mindel (mindel)	*Elster*	*Kansan*	*Lihvinski gl.*
Ginc-mindel	Cromer	Aftonian	
Günz (ginc)	*Menap, Waal, Eburon*	*Nebraskan*	
Danubij/ginc	Tegelen		
Danubij (dunav)	*Pretegelen*		

Tab. 6.

Sl. 377. Generalizirana krivulja paleotemperatura u Srednjoj Europi (T. Šegota, 1967.)

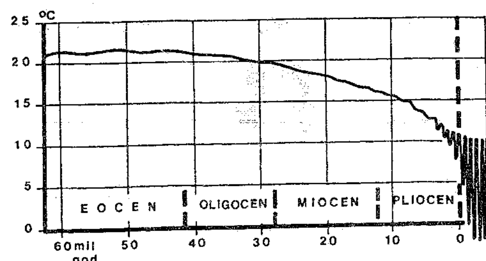




Sl. 378. Temperatura pridnene vode u ekvatorskim širinama Tihog oceana u posljednjih 75 milijuna godina (C. Emiliani, 1954.)

skom analizom kisika iz bentoskih foraminifera s dna istočnog Pacifika 6 – 15° N (sl. 378.) pokazalo se da je temperatura vode na 4 000 – 5 000 m dubine od gornje krede do gornjeg pliocena pala za oko 12 °C, da bi neposredno prije početka pleistocena bila nešto malo toplija od današnje vode. Naime, pridnena voda u niskim geografskim širinama antarktičkog je i arktičkog podrijetla, tj. dolazi iz visokih geografskih širina, gdje tone zato što je hladna i teška. Kad je riječ samo o Pacifiku, znači da je hladna voda dolazila s Antarktika. Niska temperatura vode već *duboko u pliocenu* navodi na zaključak da je Antarktički ledeni pokrov morao prije postojati i da je već tada »proizvodio« goleme količine hladne vode koja je postupno hladila svjetsko more u dubljim slojevima.

Sličan se rezultat dobio klasičnom analizom kopnenih fosila. Na sl. 379. prikazana je srednja godišnja temperatura u srednjoj Europi od eocena do kvartara. Već početkom oligocena jasno su se počeli nazirati znaci postupnog zahlađenja, koje je trajalo oko 40 milijuna godina. Ovaj pad temperature u srednjoj Europi (srednja godišnja temperatura u eocenu iznosila je 20 – 22 °C, u oligocenu oko



Sl. 379. Shematizirana krivulja temperature tercijara i kvartara u srednjoj Europi. (Trajanje kvartara prikazano je četiri puta duže nego što odgovara mjerilu za tercijar.) (P. Woldstedt, 1954.)

20 °C, u miocenu 17 – 19 °C, u pliocenu 10 – 14 °C) nije bio linearan. Neprekidno su se izmjenjivali relativno kraći periodi nešto toplije i hladnije klime (odnosno razdoblja veće vlažnosti ili aridnosti). To opće zahlađenje nije nastupilo samo na sjevernoj hemisferi. Ono je utvrđeno i na južnoj hemisferi, pa je postupno zahlađenje klime, dakle, *planetarni proces*. Na taj proces upućuju fosilni ostaci i na kopnu i na moru. O konačnom uzroku toga vrlo sporoga općeg zahlađenja našeg planeta u kenozoiku danas više nema dileme; ono je posljedica isto tako sporog približavanja polova njihovim današnjim položajima. Tako su se Antarktik i Arktik, a posebno Grenland, »našli« u visokim geografskim širinama, i to više milijuna godina, a već znamo da *kopno u visokim geografskim širinama uzrokuje zahlađenje klime* u području pod njegovim utjecajem.

Opća tendencija razvoja klime (odnosno temperature) krajem pliocena i u pleistocenu – kad se zanemari utjecaj glacijala i interglacijala – pomalo postaje sve jasnija. Rezultati istraživanja s južne hemisfere prilično su određeni. Očita je opća tendencija postupnog pada temperature u cijelom pleistocenu kao nastavak pada temperature u pliocenu (i prije). Pad temperature mora imati jednu granicu; ta je granica – čini se – dostignuta na južnoj hemisferi u mlađem dijelu pleistocena. Zbog golemih površinskih promjena zaleđene površine na sjevernoj hemisferi u smjeni glacijala i interglacijala, mnogo je teže odrediti opću tendenciju hoda temperature na sjevernoj hemisferi, jer razlike između najnižih temperatura u sukcesivnim glacijalima i razlike između najviših temperatura u sukcesivnim interglacijalima nisu bile tako velike da bi se mogle lako numerički odrediti. Paleobotanička i paleozoološka istraživanja pokazala su da je posljednji glacijal, virm, bez sumnje bio *najhladniji* pleistocenski glacijal, a svaki je stariji glacijal bio nešto *topliji* od mlađega. Slično vrijedi i za interglacijale: stariji su bili *topliji* od mlađih. Tako bi i na sjevernoj hemisferi vrijedilo pravilo da je pleistocensku glacijaciju karakterizirao opći pad temperature, usprkos povremenim velikim promjenama temperature.)

Pad temperature na Zemlji kao cjelini nalazio bi se negdje između velikog pada temperature u višim geografskim širinama na južnoj hemisferi (jer je Antarktik stalno zaleđen) i slabijeg zahlađenja sjeverne hemisfere na kojoj su se glacijali smjenjivali s bitno toplijim interglacijalima. (Usprkos krajnjoj shematičnosti prikaza, ta se tendencija zahlađenja klime opaža u dijelu krivulje i na sl. 379. koji se odnosi na pleistocen. Svako jako zahlađenje višeg reda veličine bilo je jače od prethodnoga, tako da je najniža temperatura bila u posljednjem glacijalu. Isto tako porast temperature u svakom toplom razdoblju nije dostizao razinu iz prethodnoga toplog razdoblja, tj. svaki mlađi interglacijal bio je hladniji od prethodnog interglacijala.) Ne može se reći je li temperatura u posljednjem glacijalu dostigla donju granicu ili će u eventualnom sljedećem glacijalu još više pasti nego u virmu. (To zapravo ovisi o tome u kojoj se fazi kenozojske glacijacije upravo nalazimo, a što nije poznato.)

U drugoj polovici pliocena temperatura je već veoma pala i približila se optimalnoj granici za nastup glacijacije. Iako ledenih pokrova u umjerenim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi još nema, vidi se da su promjene temperature mnogo izrazitije nego u prijašnjim fazama. Krajem pliocena i u pleistocenu varijacije temperature postale su neusporedivo intenzivnije nego u »pripremnoj fazi« kenozojske glacijacije. To nedvosmisleno upućuje na zaključak da su na krivulju općeg pada temperature, koji je započeo već u oligocenu, superponirane varijacije temperature, koje su se pojavile u samom pleistocenu. To znači da su ledeni pokrovi (i zaleđeno more), kad su jednom već nastali, bitno pridonosili daljnjem *zahlađenju klime*, jer su temeljito poremetili energetsku bilancu u visokim geografskim širinama (veliki albedo snijega i leda, povećana naoblaka, tj. veliki albedo u području glavnih zapadnih vjetrova i suptropskog pojasa visokog tlaka kao posljedica potiskivanja ciklona u niže geografske širine). S nestankom najvećeg dijela leda na sjevernoj hemisferi u interglacijalima, temperatura je nekoliko puta bitno porasla. Ističe se činjenica da su pleistocenske varijacije temperature u usporedbi s pretpleistocenskim varijacijama bile mnogo intenzivnije (velika amplituda) i relativno kratkotrajne (uzmimo u obzir da je horizontalno mjerilo u pleistocenu četiri puta krupnije nego u razdoblju prije pleistocena). Ledeni pokrovi nisu bili samo pasivna posljedica klime; oni su samim svojim postojanjem, kad su prešli neku kritičnu granicu, bitno *utjecali* na klimu, oni su »*hladili*« klimu daleko ispod granice do koje je ona pala samo pod utjecajem faktora koji su prouzročili opći pad temperature u kenozoiku. Iz sl. 379. lako se zaključuje da se varijacije temperature u posljednjih 40-ak milijuna godina sastoje od dva dijela: a) dijela prije postanka velikih ledenih pokrova i b) dijela poslije postanka ledenih pokrova.

Za *paleoklimatologiju*[139], znanost o klimi prošlosti, važan je problem sinkronosti, istodobnosti razvoja pleistocenske glacijacije na objema hemisferama. Postoje prilično jaki dokazi za pretpostavku da je posljednji glacijal bio istodobno na Antarktiku i na Grenlandu, odnosno na sjevernoj hemisferi. Kako je bilo u prijašnjim glacijalima, za sada se ne može zaključiti ništa posve pouzdano. Ipak, intenzivno proučavanje morskih sedimenata pokazuje da je kenozojska glacijacija bila mnogo kompleksnija nego što se u početku mislilo. (Tome nešto pridonosi i prilična konfuzija koja je nastala primjenom raznih geokronometrijskih metoda, doduše teorijski egzaktnih, ali su mogućnosti kontaminacije tako velike da se rezultati raznih metoda bitno razilaze; dovoljno je samo spomenuti da se procjena trajanja pleistocena od prvoga glacijala, ginca, do danas kreću u rasponu od 300 000 godina pa sve do 2 milijuna godina a to prelazi granicu dopustive razlike koja se najčešće pojavljuje upotrebom raznih metoda.) Čini se da je njezina evolucija tekla zacijelo kako slijedi.

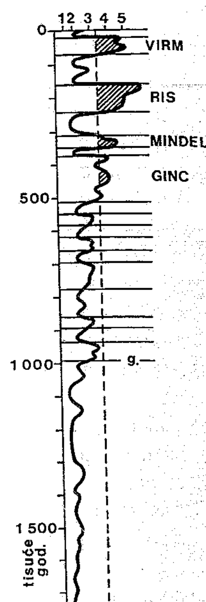
Približavanjem Sjevernog i Južnog pola njihovu današnjem položaju nastupa postupno *ohlađivanje* Zemlje, ali je ono najjače bilo u visokim geografskim širinama, gdje će najpovoljniji uvjeti za postanak ledenih pokrova najprije nastati na velikim otocima (ili otočjima) okruženima morem, tj. ondje gdje postoji *najpovoljnija kombinacija niske temperature i obilne vlage*. Tako su nastajali uvjeti za postanak ledenih pokrova na Antarktiku i Grenlandu. Međutim, prema dosadašnjim istraživanjima lako se može zaključiti da postanak ledenih pokrova na Antarktiku i Grenlandu nikako nije bio »eksplozivan« proces, u oba primjera ledeni su pokrovi nastali tek nakon vrlo duga vremena, najprije stvaranjem planinskih ledenjaka na najvišim planinama, koji su nakon niza povlačenja i ekspanzija prerasli u ledene pokrove. Budući da je Antarktički ledeni pokrov vrlo velik, njegova je evolucija bila kompleksnija od razvoja Grenlandskoga ledenog pokrova. Najprije je nastao ledeni pokrov na Istočnom Antarktiku, zatim na Zapadnom Antarktiku, a tek poslije toga oni su se spojili u jedinstveni ledeni pokrov (J. H. Mercer, 1968.). Kopneni led u gorju Jones Mountains na Eights Coastu (Zapadni Antarktik) nastao je na prijelazu miocena u pliocen, tj. stariji je od 10 milijuna godina (R. H. Rutford i dr., 1968.) a ledeni je pokrov postojao prije 5 milijuna godina (H. G. Goodell i dr., 1968.), odnosno najmanje prije 4 milijuna godina (J. D. Hays i N. D. Opdyke, 1967.). Bazalt iz doline Taylor na zapadnoj strani McMurdo Sounda sinkron je s glacijalom starijim od 2,7 milijuna godina, tj. led je tada dopirao do obale (R. L. Armstrong i dr., 1968.). Ledenjaci su erodirali stjenovitu podlogu, pa je taj rastresiti materijal koji je ostao u ledu plutao zajedno s ledenim bregovima u niže geografske širine; kopnjenjem ledenih bregova taj se rastresiti materijal taložio na

[139] grč. *palaios* – star; paleoklimatologija – klimatologija geološke prošlosti

dno okolnih mora kao glacio-marinski sediment. Led (i hladne zračne mase) je ohladio vodu, pa je prije 2,35-3,35 milijuna godina nulta izoterma površinske vode oko Antarktika bila 5 sjevernije nego danas. Baza glacio-maranskih sedimenata iz sondi izvađenih oko Antarktika stara je 2 do više od 4 milijuna godina (J. D. Hays i dr., 1967.). Glacijalni sedimenti u Kordiljerima južne Argentine u Cerro del Fraile stari su više od 2 milijuna godina (J. Mercer, 1969).

Uzorci morskog sedimenta iz Sjevernoga ledenog mora sadrže glacio-marinske sedimente stare 6 milijuna godina; faunističke i litološke osobine upućuju na smjenu brojnih toplijih i hladnijih perioda, ali centralni dio Sjevernoga ledenog mora *nije* bio zaleđen do prije 700 000 godina. Tek od tada, tj. tek u posljednjih 700 000 godina, postoje dokazi o vrlo intenzivnim varijacijama temperature (Y. Herman, 1970.) Očito je da je u najvećem dijelu prošlosti glacijacija Arktika bila ograničena samo na najviše *planine*, a glacio-marinski sediment dobrim dijelom potječe od materijala koji su donasile ledene sante s rijeka što utječu u Sjeverno ledeno more. Iz tog razdoblja, prije 2,5 milijuna godina, potječe glacijalni sediment Islanda (I. McDougall i dr., 1966.) na Sierra Nevadi star je 3 milijuna godina (R. R. Curry, 1966.).

Iz svega toga može se zaključiti da je Antarktički ledeni pokrov *mnogo stariji* od Grenlandskoga ledenog pokrova, tj. glacijacija Antarktika počela je mnogo prije nego na sjevernoj hmisferi, gdje još dugo neće pastojati nikakvi ledeni pokrovi. To znači da je posljednja glacijacija na našem planetu počela krajem tercijara, pa sve više autora smatra da je najispravnije reći kenozojska glacijacija (a ne pleistocenska ili pak kvartarna glacijacija). Vrlo dugo vremena posljednja glacijacija velikih razmjera bila je samo na Antarktiku (u ostalim dijelovima svijeta ponegdje su postojali samo planinski ledenjaci), a tek mnogo kasnije nastaje Grenlandski ledeni pokrov. Tek u trećoj fazi, vjerojatno u mindelu, nastaju golemi ledeni pokrovi u umjerenim geografskim širinama na sjevernoj hemisferi (Sjeverna Amerika, Europa, Sibir). Bitna je činjenica da su ledeni pokrovi u Sjevernoj Americi, Europi i Sibiru, u mindelu, kao i u oba kasnija glacijala nastali relativno vrlo naglo, newsporedivo brže nego Antarktički ledeni pokrov. Osim toga, Antarktički i Grenlandski ledeni pakrom *stalno* su postojali od momenta njihova postanka pa sve do danas; njihova se površina nije bitno smanjivala nastupom interglacijala, za razliku od ledenih pokrova u Sjevernoj Americi, Europi i Sibiru koji su barem tri puta nastali i paslije taga su, u geološkom smislu, katastrofalnom brzinom nestajali.

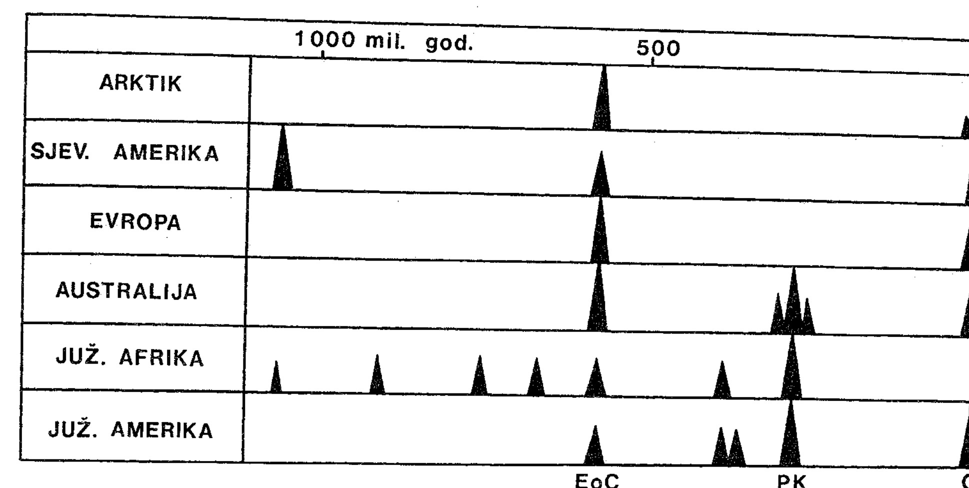


Sl. 380. Intenzitet atmosferske cirkulacije u niskim geografskim širinama Tihog oceana izveden iz brzine taloženja karbonatnih sedimenata; g granica pliocena i pleistocena G Arrhenius, 1952.)

Budući da je Antarktički ledeni pokrov ravnomjerno pulsirao, tj. da se površina ledenog pokrova u glacijalima i interglacijalima nije bitno mijenjala, klimatske varijacije (odnosno varijaćije temperature), prouzročene smjenom antarktičkih glacijala i interglacijala, nisu bile velike, odnosno bile su velike za antarktičke uvjete, ali ne tako velike kao na sjevernoj hemisferi. Na taj zaključak upućuju i podaci o intenzitetu atmosferske cirkulacije u tropskom Pacifiku (sl. 380.). Intenzitet te cirkulacije konačna je posljedica temperaturnoga gradijenta između visokih i niskih geografskih širina. Budući da se horizontalni termički gradijent - zbog ravnog pulsiranja Antarktičkoga ledenog pokrova - nije bitno mijenjao, atmosferska cirkulacija u starijem dijelu pleistocena i mlađem dijelu pliocena nije tako mnogo varirala (malena amplituda) kao u drugoj polovici pleistocena. Intenzitet atmosferske cirkulacije ovisio je i o temperaturnom gradijentu između ekvatora i Arktika. Vrlo izrazito intenziviranje atmosferske cirkulacije od ginca nadalje (a osobito u mindelu!) moglo bi uputiti na zaključak da su na sjevernoj hemisferi nastupili bitno novi uvjeti; odnosno tek u gincu, a još više u mindelu, znatno se povećava zaleđena površina sjevernoj hemisferi. Intenzitet atmosferske cirkulacije naglo se smanjivao u interglacijalima. Glacijalima na južnoj hemisferi prije ginca (ili mindela na sjevernoj hemisferi odgovarala su povremena zahlađenja, ali su ona bila mnogo *slabija* nego što su bila u idućim glacijalima.

3.6. KLIMA DALEKE GEOLOŠKE PROŠLOSTI

Bitne promjene klime nisu karakteristika samo posljednjega ledenog doba; klima se neprestano mijenjala sve od momenta postanka Zemljine atmosfere. Pokazalo se da postoje zapravo dva glavna tipa klimatskih razdoblja: a) topla razdoblja i b) hladna razdoblja, *glacijacije* ili ledena doba. Topla su razdoblja trajala mnogo duže od glacijacija, pa je »normalno« stanje Zemlje nepostojanje ledenih pokrova u visokim geografskim širinama. Između dugotrajnih toplih razdoblja nalaze se hladna razdoblja, hladna doba, kad su postojali klimatski uvjeti (obilne padaline, niska temperatura) za postanak golemih ledenih pokrova. Sa sigurnošću se može uzeti da su postojale tri glacijacije (sl. 381.): eokambrijska (na prijelazu algonkija u kambrij, prije 600 milijuna godina), permo-karbonska (na prijelazu karbona u perm, prije 275 milijuna godina) i u kvartaru (odnosno pliocenu i kvartaru), a o još starijim glacijacijama postoje samo fragmentarni podaci. Glacijacije se pojavljuju, prema svemu sudeći, dosta pravilno, periodički, samo onda kad na dotičnoj *hemisferi* za to postoje svi uvjeti. Glacijacije ne uvjetuje univerzalni faktor, tj. moguća je glacijacija *jedne* hemisfere (ili pak glacijacija na jednoj hemisferi može izostati), a istovremeno na drugoj hemisferi i dalje vlada klima topla razdoblja (ali je ipak temperatura nešto niža, tj. pod utjecajem glacijacije na jednoj hemisferi klima je na nezaleđenoj hemisferi nešto hladnija nego što bi bila da nije bilo glacijacije na zaleđenoj hemisferi). Tako je glacijacija bila na južnoj hemisferi u eokambriju, permo-karbonu i kvartaru, tj. ponovila se svakih 250 – 300 milijuna godina, a na sjevernoj je hemisferi ledenih pokrova bilo samo u eokambriju i kvartaru, tj. izostala je permo-karbonska glacijacija, pa je toplo razdoblje neprekidno trajalo 500 – 600 milijuna godina. Glacijacije, dakle, mogu biti na objema hemisferama, ili samo na jednoj hemisferi. Da glacijacija ne mora biti univerzalna, globalna pojava, najbolje se vidi iz činjenice da je u permo-karbonu na južnoj hemisferi bio ledeni pokrov kontinentskih dimenzija, klima je bila vrlo hladna, organski svijet oskudan, a istodobno je u nekim dijelovima sjeverne hemisfere, u vrućoj i vlažnoj tropskoj klimi, nataložena golema masa organskih ostataka od kojih je nastao kameni ugljen. Klima je općenito bila topla na sjevernoj hemisferi, ali to nikako ne znači da nije postojala razlika između klime viših i nižih geografskih širina. Kao što je u glacijacijama bilo relativno kraćih intenzivnih klimatskih promjena nižeg reda veličine, tako je i u toplim razdobljima bilo povremenih zahlađenja koja su većinom ostala bez dubljih tragova; iz tih toplih faza potječe i vrlo malo glacijalnih sedimenata, ali su oni isključivo lokalne prirode (npr. tragovi glacijacije manjih dimenzija između eokambrija i permo-karbona u južnoj Africi i Južnoj Americi itd.).



Sl. 381. Pojava glacijacija u prostoru i vremenu; EoC – eokambrij, PK – permo-karbon i Q – kvartar (M.. Schwarzbach, 1961.)

3.7. UZROCI KLIMATSKIH PROMJENA

Glacijacije ili ledena doba su krize, najmarkantnija razdoblja u razvoju klime. Ali, nakon svih klimatskih promjena ne moraju uvijek slijediti ledena doba (odnosno stvaranje velikih ledenih pokrova), isto kao što uzrok postanka ledenih doba ne mora biti uzrok klimatskih promjena svih mogućih redova veličine. (Na primjer, izdizanje jedne planine, ili planinskog sistema, može utjecati na aridizaciju klime njezine zavjetrine; poznati su brojni primjeri takve lokalne ili regionalne promjene klime.) Konačni uzrok postanka ledenih doba, odnosno uzrok klimatskih promjena najvišeg reda veličine, čiji je krajnji rezultat glacijacija – nije poznat. Malo je primjera u kojima s tako malo fragmentarnih podataka (jer erozija sistematski i neprekidno briše tragove iz geološke prošlosti) treba rekonstruirati doista silno kompliciran mehanizam. Već u samom početku razvoja paleoklimatologije opazilo se kako velik utjecaj na klimu ima veličina kontinenata i oceana, geografska raspodjela mora i kopna, nadmorska visina kopna, dimenzije i pružanje velikih planinskih sistema, tok morskih struja, vulkanska aktivnost, naoblaka, količina ugljikovog dioksida i vodene pare u atmosferi i njihov utjecaj na radijaciju, pa su poznati rezultati iz današnjice primjenjivani i na eventualno slične primjere u prošlosti. Već iz dosadašnjeg materijala intuitivno se lako može zaključiti što bi sve moglo utjecati na promjenu klime. Već smo doznali što sve može utjecati na višegodišnje hodove pojedinih klimatskih elemenata. Treba »samo« (»samo« jer, kako smo vidjeli, to je neriješen problem) odrediti granicu između međugodišnje varijacije nekoga klimatskog elementa oko nekog srednjaka te početka sve učestalije, sistematske promjene u jednom smjeru, čiji je konačni rezultat – promjena klime. Iz dosadašnjeg podrobnijeg izlaganja zaključili smo da promjena svakoga klimatskog elementa uzrokuje, prije ili poslije, promjenu svakoga drugoga klimatskog elementa. Prema tome, promjena klime u pravom smislu riječi, odnosno u smislu same definicije klime, bila bi odraz sistematske, istodobne promjene *svih klimatskih elemenata*. Osim toga, dosadašnja istraživanja upućuju na to da se klimatske promjene sastoje od niza klimatskih promjena raznog trajanja i intenziteta ili, ako bismo klimatske promjene prikazali grafički, onda bismo rekli da postoji niz klimatskih promjena razne valne duljine i amplitude; postojao bi čitav spektar klimatskih promjena od nekoliko desetaka godina do stotina milijuna godina! Kompleksnost proizlazi iz mogućnosti interferencije (ili superpozicije) klimatskih promjena razne valne duljine, raznog trajanja. Iz čitavog kompleksa izdvojit ćemo samo nekoliko primjera, ali ćemo prije toga upozoriti na činjenicu da su se uzroci klimatskih promjena tražili i na Zemlji i u kozmosu, pa se otuda sve teorije klimatskih promjena mogu svesti na dvije skupine: terestričke i kozmičke. (Kao i uvijek u sličnim okolnostima, postoje i kombinacije terestričkih i kozmičkih uzroka, napose kad je riječ o klimatskim promjenama višeg reda veličine.)

Već smo vidjeli da je u posljednjim desetljećima nastupilo opće povlačenje planinskih ledenjaka (osim nekoliko izuzetaka), svi mareografi bilježe izdizanje razine svjetskog mora, a u mnogim dijelovima svijeta dokazano je sistematsko otopljavanje. Jedan od mogućih uzroka svih tih promjena jest trend slabljenja direktne Sunčeve radijacije kao posljedica promjene koncentracije prašine u atmosferi, a to bi bila posljedica djelovanja čovjeka, iako ima i drugih izvora prašine. Atmosferska prašina *P* sastoji se od sljedećih komponenata: kozmičke prašine, P_k, vulkanske prašine, P_v, morske prašine u obliku raznih soli, P_m, eolske prašine koju vjetar podiže s površine Zemlje, P_e, i industrijske prašine, P_i dakle

$$P = (P_k + P_v + P_m) + (P_e + P_i).$$

Oko 70 – 75% atmosferske prašine čini eolska prašina, a od ostalih izvora prašine velik je udio industrijske prašine. Osim toga, njezin je udio u neprekidnom porastu. Porast količine prašine u zraku do stanovite granice uzrokuje povišenje temperature (F. F. Davitaja, 1965. i 1971.), jer čestice prašine apsorbiraju kratkovalnu radijaciju i tako se zagrijavaju, a s druge strane smanjuju gubitak terestričke radijacije i pojačavaju turbulentno miješanje zraka u nižim slojevima atmosfere. Ako koncentracija prašine prijeđe kritičnu granicu, ona djeluje suprotno nego što je prethodno rečeno, jer dugotrajnom izolacijom podloge od kratkovalne radijacije temperatura počinje padati, tj. prisutnost velike količine prašine u zraku u dužem razdoblju trebao bi biti uzrok hlađenja klime. U tu bi se skupinu ubrajao utjecaj vulkanske prašine u dužim razdobljima u geološkoj prošlosti, poznatima po intenzivnoj vulkanskoj aktivnosti. Dakle, između količine prašine i direktne Sunčeve radijacije postoji obrnuta proporcija; međutim, istodobno jača (iako ne u istoj količini) difuzna radijacija, pa je taj problem kompleksniji nego što bi se pomislilo u prvi čas. Poznato je da brojne faze intenzivne vulkanske aktivnosti u prošlosti *nisu* bile praćene zahlađenjem klime.

Ovdje bismo spomenuli i utjecaj ugljikova dioksida na bilancu radijacije, jer CO_2 efikasno apsorbira dugovalnu radijaciju u nekim dijelovima spektra. G. N. Plass (1956.) izračunao je da bi smanjenjem sadašnje količine CO_2 u atmosferi na polovicu, srednja godišnja temperatura pala za 3,8 °C. Budući da je isti autor utvrdio sistematsko povećanje količine CO_2 u posljednjem stoljeću, suvremeno otopljavanje klime u većem dijelu svijeta spomenuti autor objašnjava povećanjem emisije CO_2 u industrijskoj eri. Tu vrijedi isti prigovor kao i u prethodnom primjeru. Količina CO_2 i dalje raste, a otopljavanje čini se da je prestajalo oko 1940. do 70-ih godina.

Ta dva procesa mogu se promatrati zajednički u dužim razdobljima. Poznato je da je vulkanska aktivnost povremeno silno jačala u geološkoj prošlosti. Konačna bi posljedica morao biti dugotrajni pad temperature, tj. periodi intenzivne vulkanske aktivnosti s pojačanom ekshalacijom CO_2 u orogenim fazama trebali su biti praćeni općim zahlađenjem klime. Međutim, povećanje količine CO_2 u atmosferi moralo bi djelovati u suprotnom smjeru, više CO_2 u atmosferi, jača apsorpcija dugovalne radijacije, a posljedica bi trebala biti viša temperatura. Koji će od tih procesa prevladati, nije lako utvrditi, to više što golema količina ugljena i karbonatnih stijena iz nekih geoloških razdoblja upućuje na zaključak da je otapanje CO_2 u morskoj vodi i njegovo vezanje u biljkama i životinjama, od kojih su ostale karbonatne stijene, sigurno utjecalo na količinu CO_2 u atmosferi. Čini se da se ipak ne bi moglo očekivati neko veće i dugotrajnije povećanje količine CO_2 i vulkanske prašine u atmosferi. Tako je poznato da je alpska orogeneza bila praćena vrlo živahnom vulkanskom aktivnošću u starijem tercijaru, a ipak njega karakterizira topla klima, dakle suprotno nego što bi trebalo biti prema toj teoriji. Geološki profili iz pleistocena nemaju veće količine vulkanske prašine u razdobljima kad su bila jaka zahlađenja u glacijalima. Tako se i pad temperature u »malom ledenom doba« nastojalo objasniti djelovanjem veće količine vulkanske prašine u atmosferi, a otopljavanje bi se poslije njega shvatilo kao posljedica stanovita »pročišćavanja« atmosfere. (Dakle, suprotno mišljenju nekih autora koji smatraju da u atmosferi ima više prašine.) U tom je smislu interesantan zaključak J. Gentillija (1948.), koji je analizirao anomaliju temperature u svijetu 1913. god., u godini poslije kolosalne erupcije vulkana Katmai (lipanj 1912.): U nekim dijelovima svijeta temperatura je bila *viša* od srednjaka, a u drugim dijelovima svijeta bila je – *niža*.

Budući da je Sunčeva radijacija konačni pokretač atmosferske cirkulacije, a raspodjela te energije uzrok klimatske diferencijacije, logično je da se uzrok klimatskih promjena tražio u promjeni količine primljene radijacije pretpostavljajući da se bitno mijenjala količina energije koja je dolazila sa Sunca, ili je količina energije bila konstantna, ali se mijenjala njezina raspodjela na Zemlji.

Uloženo je mnogo truda da se utvrdi kauzalna veza između pjega na Suncu i kratkoperiodskih promjena Sunčeve radijacije s jedne strane te promjene temperature i padalina. Mnogi smatraju da ta veza postoji, ali su rezultati iz cijelog svijeta (a ne samo iz jednog njegova dijela) uglavnom kontradiktorni. Vodeći autoritet na tom području B. L. Dzerdzeevskij (1962.) smatra: »... pokušaj da se utvrdi direktna ovisnost klimatskih fluktuacija u nekoj točki o Sunčevoj aktivnosti nije dala, niti može dati, pozitivne rezultate jer se time zanemario snažan faktor – opća cirkulacija atmosfere.« Genetska veza Sunce-klimatske promjene nižeg reda vrlo je kompleksna i indirektna jer se između njih nalazi opća cirkulacija atmosfere. To znači da za klimatske promjene nižeg reda veličine treba utvrditi lokaciju akcijskih centara. R. V. Abramov (1966.) analizom je morfometrijskih karakteristika islandskog minimuma utvrdio da je njegov centar od 1900. do 1950. god. pokazivao opću tendenciju spuštanja u niže geografske širine. Suprotno tome, u istom razdoblju centar azorskog maksimuma pokazao je tendenciju premještanja u više geografske širine; zapravo, centar azorskog maksimuma sve se više premještao na sjeveroistok. U spomenutom razdoblju centar azorskog maksimuma pomakao se sa 32° N na 34° N, a njegova geografska dužina smanjila se sa 36° W na 30° W. Očito je da se, kao posljedica toga, morala promijeniti i cirkulacija koja je vezana uz azorski maksimum. Nisu potrebni dokazi za svaki drugi akcioni centar, jer i oni pokazuju odgovarajuću tendenciju premještanja.

Može se pretpostaviti i druga mogućnost, a to je da je emisija Sunca varirala, ali s vrlo dugim periodom. G. C. Simpson (1934.) pretpostavlja da je Sunce dugoperiodska promjenljiva zvijezda, tj. da se intenzitet njegove radijacije mijenjao u geološkoj prošlosti. U periodima jačeg zračenja Sunca rasla je temperatura, a time se povećavala evaporacija iz svjetskog mora. Posljedica je bila povećanje količine padalina, a to je jedan od uzroka povećanja akumulacije snijega i leda, jedan od uvjeta za postanak ledenih pokrova. Odnos između promjene radijacije Sunca i količine padalina postavljen je prilično komplicirano, ali ostaje paradoks da su prema toj hipotezi, neki glacijali bili posljedica pada temperature, a drugi su nastali povišenjem temperature (zapravo dva glacijala uzrokovana su porastom temperature, a dva glacijala padom temperature).

Vrlo veliku popularnost stekla je i još je ima, teorija M. Milankovića (1930.; 1948.), koji je pošao od pretpostavke da se *ukupna* količina Sunčeve radijacije koja je dolazila do Zemlje nije mijenjala, ali se mijenjala *raspodjela* te energije na pojedine dijelove Zemlje. Uzrok je te nejednake raspodjele zračenja astronomske prirode, odnosno posljedica je periodske promjene elemenata Zemljine putanje. Nagib ravnine ekliptike mijenjao se od 21°39' do 24°36' u periodu oko 45 000 godina. Kad je nagib bio velik, godišnja su doba bila vrlo izražena. Osim toga, zimi se razlika temperature između ekvatora i polova povećavala. Ekscentricitet elipse Zemljine putanje mijenja se gotovo od 0 (kružnica) do 0,068 (izdužena elipsa). Ta promjena ekscentriciteta zbiva se u periodu otprilike 92 000 godina. Pri najvećem ekscentricitetu količina primljene radijacije u afelu razlikuje se od primljene radijacije u perihelu za oko 30%. Zemlja je danas najbliža Suncu početkom siječnja (perihel), no perihel se pomiče; to je precesija ekvinokcija, čiji period iznosi 21 000 godina. To je važno zato što je godišnje doba u koje pada perihelni položaj Zemlje kraće od drugog dijela godine. Tako je zima u naše doba na sjevernoj hemisferi kraća od ljeta.

Sam M. Milanković ističe da sve te varijacije elemenata Zemljine putanje vrlo malo mijenjaju ukupnu godišnju količinu energije koju prima Zemlja od Sunca. Ali, on smatra da su dovoljno velike razlike u raspodjeli te energije po godišnjim dobima i na različitim geografskim širinama. Mukotrpnim proračunima M. Milanković je došao do poznate »krivulje osunčanja«, koju su drugi autori (prije svega W. Köppen) sinkronizirali s pojavom glacijala i interglacijala prema Penck-Brücknerovoj shemi.

Usprkos svoj egzaktnosti Milankovićeva teorija nije mogla objasniti mnoge bitne činjenice, a to su:

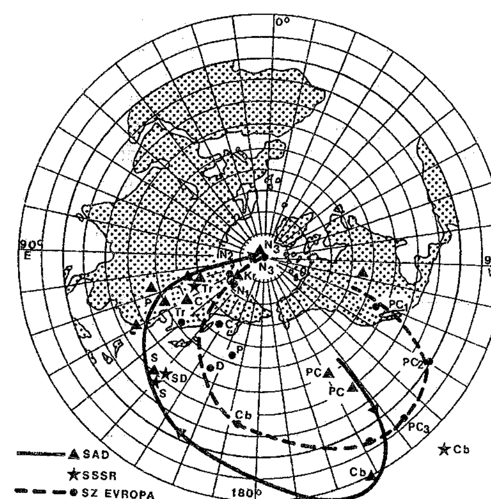
Promjene elemenata Zemljine putanje postojale su i prije kvartara, u cijelom tercijaru i ranije, ali glacijacije nije bilo; Milankovićeva teorija ne može objasniti postupni pad temperature u većem dijelu kenozoika (sl. 379.). Kvartarna glacijacija nije nastupila istodobno na obje hemisfere. Danas se s velikom sigurnošću može uzeti da je ledeni pokrov na Antarktiku nastao davno *prije* postanka ledenih pokrova na sjevernoj hemisferi u umjerenim širinama (vjerojatno je izuzetak Grenlandski ledeni pokrov koji je možda nastao poslije Antarktičkoga ledenog pokrova, a prije Sjevernoameričkog, Europskog i Sibirskoga ledenoga pokrova u gincu ili mindelu). Prema Milankovićevim proračunima posljednji glacijal, virm, trajao je od 144 000 do 21 000 godina prije današnjice, a radiokarbonskom se i drugim metodama utvrdilo da je počeo prije oko 70 000 godina, a prestao je prije 10 000 godina. To je prevelika razlika, a da bi se nekako mogla prihvatiti. Prema Milankoviću, *zahlađenje* u višim geografskim širinama bilo je praćeno istodobnim *porastom* temperature u nižim geografskim širinama.

Danas je definitivno dokazana činjenica da je u glacijalima pala temperatura i u tropima, iako manje nego u višim geografskim širinama, tj. glacijali su bili razdoblja *općeg zahlađenja* Zemlje od jednog do drugog pola. D. M. Shaw i W. L. Donn (1968.) su pomoću Ademova termodinamičkog modela izračunali promjene temperature na površini Zemlje koja je nastala varijacijama insolacije, kako je izračunao Milanković. (Naime, Milanković je izračunao varijacije insolacije koje nastaju promjenom astronomskih elemenata Zemljine putanje, ali ih nije »preračunao« u promjene temperature na površini Zemlje, odnosno nije izračunao kolike bi temperaturne promjene nastale na temelju izračunatih varijacija insolacije.) Izračunato je da su u ekstremnim uvjetima na 25° N moguća zahlađenja za 3,1 °C, a na 65° N samo za 2,7 °C u tijeku Milankovićevih ciklusa. Na kritičnoj paraleli 65° N, u epohama minimalne radijacije, srednje zahlađenje iznosilo je samo 1,4 °C. Nema sumnje da su to premalene promjene, a da bi mogle pokrenuti stvaranje golemih ledenih pokrova. Zahlađenje za 1,4 °C istog je reda veličine kao i pad temperature u »malom ledenom doba«, a poslije toga, prema svemu sudeći, nije počelo stvaranje ledenih pokrova izvan Antarktika i Grenlanda, nego je počeo suprotan proces, povlačenje ledenjaka u planinama i otopljavanje sjeverne hemisfere.

Da bi se izbjegle navedene teškoće, neki su autori skloni tzv. solarno-topografskoj teoriji, prema kojoj bi glavni uzrok postanka ledenih doba bio na površini Zemlje, u raspodjeli kopna i mora, visini reljefa, udaljenosti kopna od pola, a varijacije insolacije bile bi uzrok smjene toplih i hladnih faza onda kada ledeni pokrovi već postoje.

Uzrok glavnih klimatskih promjena, odnosno uzrok ledenih doba, tražio se i izvan Zemlje, u svemiru. Interstelarna materija, tamni oblaci fine prašine, djelomično ili potpuno slabe svjetlost koja prolazi kroz njih. Tako bi mogla oslabiti i Sunčeva radijacija koja dolazi na Zemlju u onim razdobljima kad Sunce, zajedno sa Zemljom, prolazi kroz relativno gušće dijelove tamnih oblaka. Pokazalo se da je interstelarna materija tako rijetka da udaljenost Sunce-Zemlja, koja je u odnosu prema galaktičkim dimenzijama vrlo malena, nije dovoljna da bi prouzročila slabljenje Sunčeve radijacije toliko da bi se ono primijetilo na Zemlji.

Činjenica da se u svim višim planinama na svijetu nalaze planinski ledenjaci, iako današnji uvjeti za njihovo održavanje nisu ni približno povoljni kao u nekim prijašnjim razdobljima, davno je navela na zaključak kako mora postojati uska genetska veza između visoka reljefa i klimatskih promjena, koja može prouzročiti stvaranje velikih planinskih ledenjaka, a oni eventualno mogu »prerasti« čak u ledene pokrove (tzv. reljefna hipoteza). Zato su se glacijacije povezivale s orogenezama: glacijacije su bile razdoblja visoka reljefa. Ali, višestruko nastajanje i nestajanje ledenih pokrova na sjevernoj hemisferi u pleistocenu teško se može objasniti samo utjecajem reljefa; visoki reljef, čini se, bio je samo jedan od uzroka za opće inicijalno zahlađenje i pružio je mogućnost za početnu akumulaciju snijega, firna i leda onda kada je temperatura bila dovoljno niska da nastupi zahlađenje. Klimatske promjene nižeg reda treba tražiti u drugim uzrocima, zacijelo i u samu mehanizmu pulsiranja ledenih pokrova. U miocenu, pliocenu i pleistocenu srednja visina reljefa na kontinentima povećala se za 500 m, tako da danas iznosi 875 m. To je prouzročilo pad temperature na kontinentima za 3 °C (K. K. Markov i dr., 1968.), a znatno više od toga na višim nadmorskim visinama, a na svijetu je kao cjelini taj pad temperature iznosio samo oko 1 °C (R. F. Flint, 1971.). Utjecaj reljefa osobito je važan zato što visoki reljef povećava naoblaku. S većom naoblakom raste albedo Zemlje. Izdizanje planina u pleistocenu bilo je koncentrirano u nekim dijelovima svijeta. Veliki Kavkaz izdi-



Sl. 382. Premještanje sjevernog magnetskog pola u geološkoj prošlosti prema paleomagnetskim podacima iz SAD, sjeverozapadne Europe i b. SSSR-a. PC, PC_1, PC_2 i PC_3 – proterozoik; Cb – kambrij; S – ordovicij i silur; D – devon; C – karbon; P – perm; Tr – trijas; Kr – kreda; N_1 – eocen; N_2 – oligocen i N_3 – gornji tercijar i kvartar (A. G. Komarov; izvor: M. Schwarzbach, 1961.)

gnut je 2 – 3 km, Pamir 5 km, Istočni Sajan 1 km, Himalaja 2,5 km, Coast Ranges 1,5 km, Ande u Peruu 1,6 km itd. To se izdizanje negdje nastavilo i u holocenu. Alaj se izdigao 310 m, Transalaj 770 m, Sjeverni Pamir 840 m itd. Tako je »jedan od najviših planinskih sistema na svijetu dobrim dijelom nastao – doslovno rečeno – pred čovjekovim očima« (I. V. Maksimov, 1969.).

Klima prošlosti nastojala se objasniti i paleogeografskim promjenama, većim ili manjim promjenama geografske raspodjele kopna i mora. Pod geografskom raspodjelom kopna i mora, koja eventualno može utjecati na postanak ledenih pokrova, misli se takva raspodjela kopna i mora koja omogućuje transport vodene pare na relativno hladniji kontinent, u čijem se barem jednom dijelu nalazi viši reljef. U tome je, npr., golema važnost sjevernog dijela Atlantskog oceana, Sredozemnog mora i Meksičkog zaljeva za postanak pleistocenskih ledenih pokrova na sjevernoj hemisferi, odnosno južnog Atlantika, Pacifika i Indijskog oceana za glacijaciju Antarktika. Položaj kontinenata u višim geografskim širinama omogućuje inicijalno zahlađenje kao pripremu za nastup glacijacije, jer se kontinent u višim geografskim širinama zimi jako ohladi. Oko 40 milijuna godina dugo postupno ohlađivanje klime prije nastupa kenozojske glacijacije može se objasniti samo približavanjem Sjevernoga pola bazenu Sjevernog ledenog mora (sl. 382.), odnosno Južnog pola Antarktiku. Nastupao je proces postupne *termičke izolacije Arktika i Antarktika.* Neposredni povod postanka ledenih pokrova uzima se da je bilo oživljavanje orogenetske aktivnosti i epirogenetskih pokreta (u okviru alpske orogeneze), odnosno bilo je potrebno postojanje planina. To je omogućilo postanak planinskih ledenjaka koji su u povoljnim uvjetima prerasli u pijedmontske ledenjake i konačno u ledene pokrove. Mnogo je veći problem uzrok smjene glacijala i interglacijala u tijeku jedne glacijacije; ovaj problem još nije riješen.

Budući da su svi pleistocenski, odnosno kenozojski ledeni pokrovi na obje hemisfere bili razvijeni u visokim i osobito u umjerenim geografskim širinama, moralo se zaključiti da je blizina pola jedan od bitnih faktora postanka ledenih pokrova, jer je samo tako moguć pad temperature do potrebne granice. Zato se danas općenito uzima da mora postojati kauzalna veza između postanka ledenih pokrova i *odnosa kontinenata prema polu.* Tako se već u samom početku razvoja paleoklimatologije nedvojbeno zaključilo da se geografski položaj (i konture) kontinenata bitno mijenjao. Nas sada neće podrobnije zanimati problem je li Zemljina os bila

fiksna, a kontinenti su mijenjali svoj međusobni položaj prema polovima, ili je i Zemljina os (odnosno polovi) mijenjala svoj položaj. Danas je definitivno usvojena činjenica da kontinenti *plutaju*, tj. u geološkoj su prošlosti stalno mijenjali ne samo svoje konture (tj. veličinu), nego se neprekidno mijenjala i međusobna udaljenost između kontinenata, te udaljenost kontinenata od polova; to je glasovita Wegenerova teorija o plutanju kontinenata. Ona je produbljena u tektoniku ploča pri čemu su bitne litosferske ploče. Njihov se međusobni položaj stalno mijenjao.

Svaka magnetična stijena ako se zagrijava, izgubi magnetizam. Ako se takva stijena izlijevanjem na površinu Zemlje ili u litosferi ohladi, ona opet poprima magnetizam nađe li se u magnetsku polju. To je tzv. termoremanentni ili remanentni magnetizam, koji se najbolje očuva u skrutnutoj lavi. Kad se lava ohladi ispod određene temperature (Curriejeva točka), onda se feromagnetski minerali ponovno magnetiziraju u postojećem magnetskom polju Zemlje i ujedno se usmjere prema Zemljinim magnetskim polovima u času ohlađivanja lave. Tako se očuvao »fosilni« magnetizam ili *paleomagnetizam*. (Ta je metoda poslije uspješno primijenjena i kod sedimentnih stijena.). Posebnim metodama mogu se izračunati magnetska inklinacija i deklinacija u momentu skrućivanja lave. Tako se uspjela točno utvrditi putanja sjevernoga magnetskog pola od proterozoika do danas (sl. 382.) na sjevernoj hemisferi (te putanja Južnog pola na južnoj hemisferi). Pretpostavi li se da su magnetski i geografski polovi uvijek bili povezani kao što su danas, može se utvrditi i promjena položaja geografskih polova, a time i promjena položaja svih klimatskih zona. Osim toga, određivanje položaja polova u raznim geološkim razdobljima pomoću remanentnog magnetizma iz stijena s raznih kontinenata dalo je različite rezultate. To se uzima kao dokaz da se nije mijenjao samo položaj polova, nego se to smatra dokazom da se s vremenom mijenjao međusobni odnos litosferskih ploča, tj. paleomagnetska su istraživanja potvrdila da se mijenjao odnos između polova i litosferskih ploča. S druge strane dokazano je da su i ploče plutale raznom brzinom u raznim smjerovima, tj. mijenjao se odnos između pojedinih ploča. Paleomagnetska su istraživanja uskoro toliko usavršena da je dokazano i »rotiranje« plutajućih ploča, a i polovi se, čini se, nisu gibali jednoliko nego u »skokovima«.

Tako je riješen i stari problem raspodjele glacijalnih tragova permo-karbonske glacijacije na južnoj hemisferi. Naime, glacijalni sedimenti permo-karbonske starosti otkriveni su u današnjoj tropskoj Africi, u Brazilu, Indiji i drugdje. Kako spojiti današnju vruću klimu tih krajeva s postojanjem golemoga ledenog pokrova, odnosno ledenog doba, u permo-karbonu. Čini se da se taj problem ne može riješiti drukčije, nego na slijedeći način. Današnji su kontinenti na južnoj hemisferi, zajedno s Madagaskarom i Indijskim oceanom, u permo-karbonu bili okupljeni u jedinstven prakontinent Gondvanu, koji je bio opkoljen oceanom. A upravo u permo-karbonu negdje u području Gondvane bio je Južni pol. Tako je nastala idealna situacija za postanak golemoga ledenog pokrova. To je kopno u blizini pola (ili oko njega), a oko kopna je bilo more. Permo-karbonska glacijacija južne hemisfere čini se da je bila istog tipa kao glacijacija Antarktika u kenozoiku, samo što je površina Gondvane bila veća od površine Antarktika danas. Istodobno na sjevernoj hemisferi nije bilo ledenih pokrova. Poslije toga Gondvana se raspala na dijelove, koji su se međusobno udaljili, da bi se konačno našli u svom današnjem položaju i u različitu odnosu prema današnjem Južnom polu. Otuda tragovi glacijacije npr. u tropskoj Africi, koja je u permo-karbonu bila u visokim geografskim širinama.

4. KLIMA HRVATSKE

4.1. KLIMATSKI POLOŽAJ HRVATSKE

4.1.1. OPĆI KLIMATSKI UTJECAJI

Kao i na klimu (ili klime) svake druge zemlje, i na klimu Hrvatske utječe niz faktora. Prije svega važan je njezin položaj u *umjerenim geografskim širinama* (najsjevernija točka ima koordinate 46° 33' N, a najjužnija se nalazi na 42° 23' N). Naša se zemlja nalazi relativno blizu Atlantskog oceana; ta se geografska činjenica očituje u tome što se, u godišnjem prosjeku, još osjeća utjecaj zonalne cirkulacije, tj. naša se zemlja nalazi pod dominantnim utjecajem zonalne zapadne cirkulacije, odnosno glavnih zapadnih vjetrova.

Zatim slijedi utjecaj geografske raspodjele kopna i mora. Hrvatska se nalazi u graničnom pojasu između goleme euroazijske kopnene mase i sjeverne Afrike. Suprotno tome, jednako je važno i postojanje velikih vodenih masa, sjevernog Atlantika i Sredozemnog mora. Budući da je riječ o bitno različitim prirodnim sredinama, zračne mase – maritimne i kontinentske – koje dolaze u našu zemlju s Atlantika i sa Sredozemlja, te spomenutih kopnenih masa, imaju bitno različita fizička svojstva, ali posebno treba istaknuti izuzetno važnu modifikatorsku ulogu Sredozemnog mora.

Nad sjevernim Atlantikom cijele godine, a nad Sredozemljem u hladnom dijelu godine, postoji živahna ciklogenetska aktivnost na polarnoj i arktičkoj fronti, pa iz tih područja u našu zemlju cijele godine dolaze brojne ciklone. Zato je vrlo važna sekundarna cirkulacija koja je posljedica strujanja u ciklonama i anticiklonama.

Znatan modifikatorski utjecaj ima reljef. Taj je faktor važan zato što se 21,57% teritorija naše zemlje nalazi iznad 500 m visine (3,86% iznad 1 000 m). Osim visoka reljefa, kad se govori o njegovu utjecaju u našoj zemlji, treba spomenuti i njegovu suprotnost, treba uputiti na utjecaj njegovih konkavnih oblika. Tu najprije treba uputiti na *modifikatorski utjecaj Panonske zavale* koja je osobito važna u hladnom dijelu godine kad se u njoj akumulira hladni zrak, a u toplom se dijelu godine brže i jače zagrijava nego okolne planine. U manjim razmjerima sličan je utjecaj svih riječnih dolina, polja u kršu, pa čak i manjih konkavnih oblika reljefa. Kad se govori o klimatskom modifikatorskom utjecaju reljefa u našoj zemlji u većim dimenzijama, uvijek se ističe važna činjenica da se planinska barijera Dinarida pruža neposredno uz obalu Jadranskog mora, paralelno s obalom, pa je tako njegov utjecaj većinom ograničen na uski obalni pojas. (Utjecaj Jadranskog mora različito se osjeća na razne klimatske elemente, na primjer više na padaline, manje na temperature itd.).

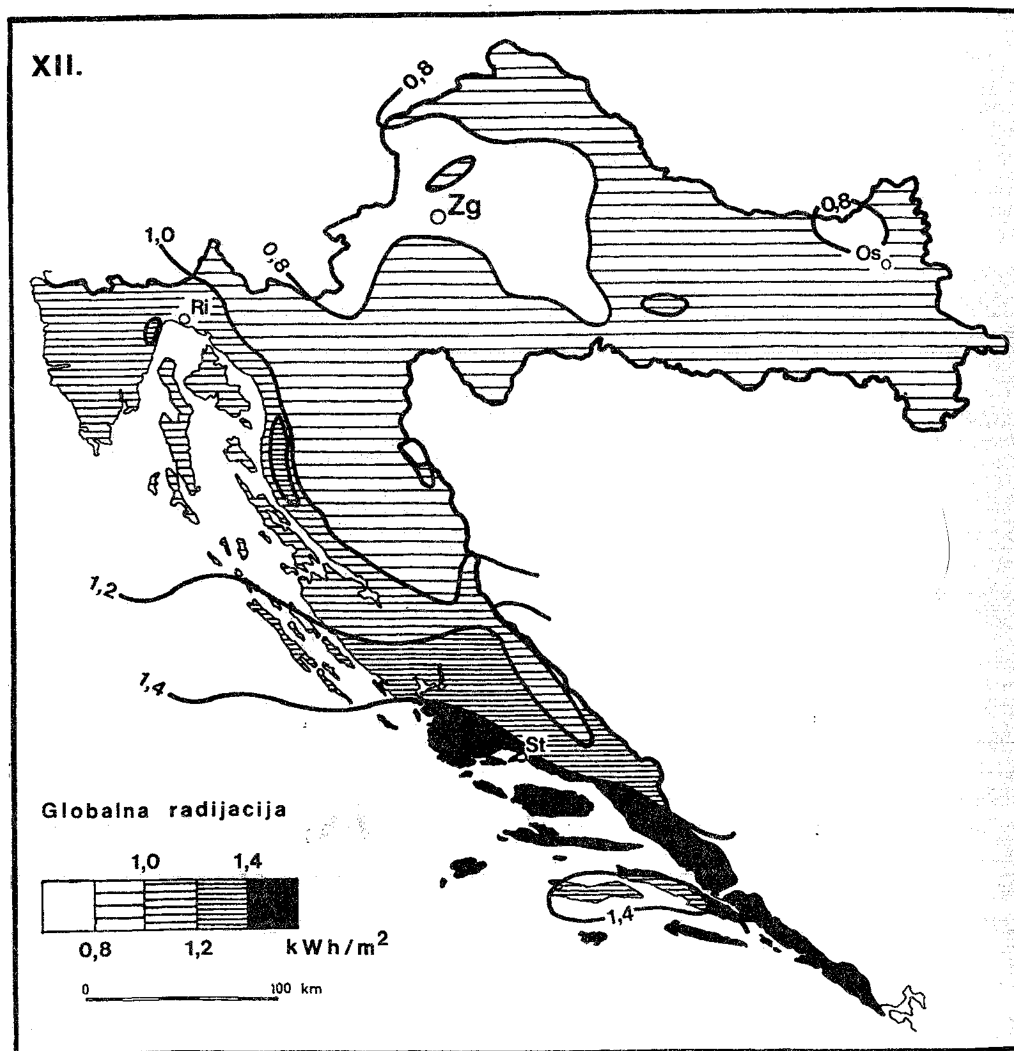
Ako se malo detaljnije govori o modifikatorskom utjecaju reljefa u našoj zemlji, treba gledati i izvan naših granica. Inzistirati samo na veliku utjecaju Dinarida nije dovoljno, jer u klimatologiji uvijek treba odrediti istodobni utjecaj i suprotnosti onog faktora o kojemu je riječ. Ovdje to znači da treba uvijek isticati i modifikatorsku važnost Jadranskog mora, velikog zaljeva Sredozemnog mora, koje je uklješteno između Dinarida i Apenina. Spomenimo još dvije važne činjenice; Hrvatska se nalazi u zavjetrini Alpa, i drugo, ne smije se zaboraviti činjenica da se Dinaridi suzuju u zaleđu sjevernog Jadrana i da se u tom dijelu naše zemlje Panonska zavala jako približuje Jadranskom moru. Nije važna samo činjenica da se Panonska zavala vrlo približuje Jadranu, nego je izuzetno važno i smanjenje nadmorske visine Dinarida u tom njihovu bitno važnu dijelu.

4.2. ENERGETIKA ATMOSFERSKIH PROCESA

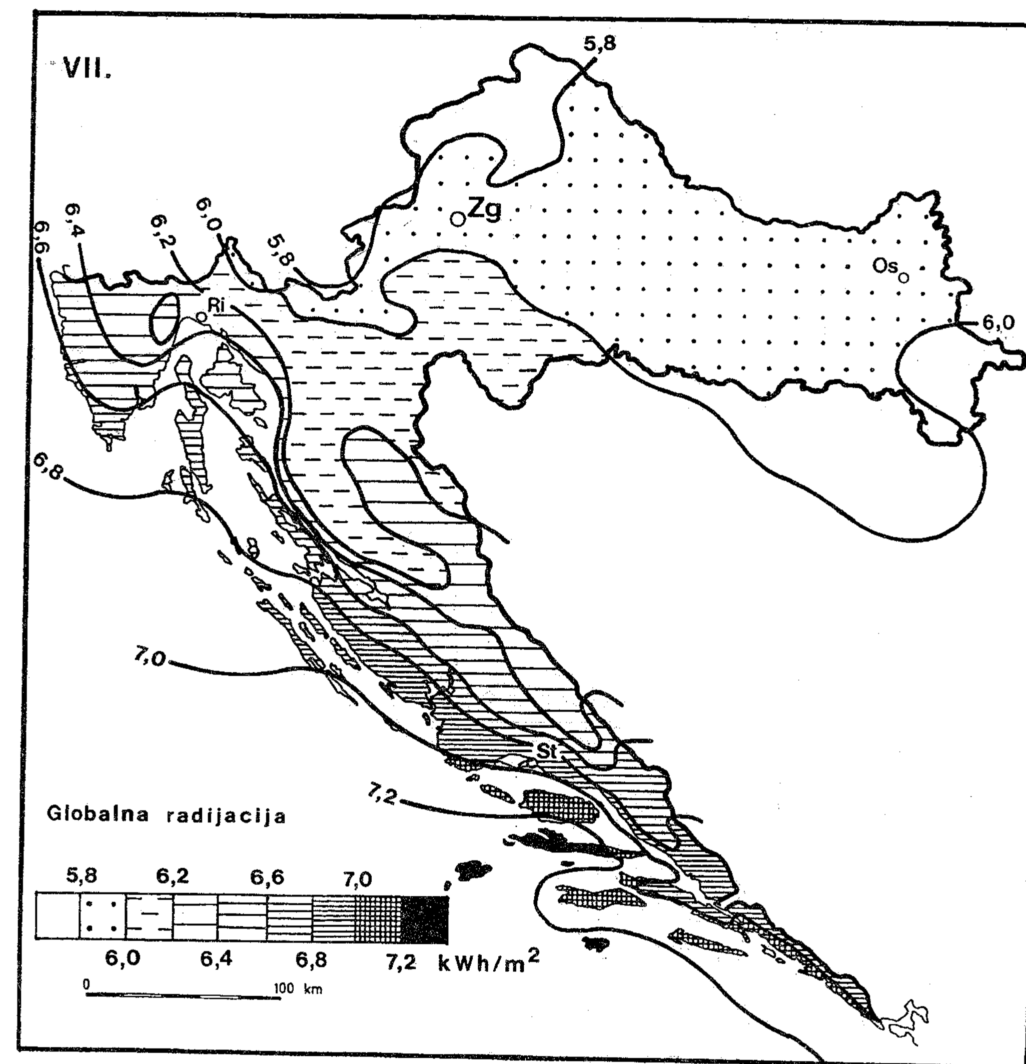
4.2.1. RADIJACIJA

4.2.1.1. GLOBALNA RADIJACIJA. Apsolutna količina Sunčeve radijacije koja dospije do podloge čini globalnu radijaciju. Globalna radijacija (direktna + difuzna radijacija na horizontalnu podlogu) bitan je klimatski element jer o njoj prije svega ovise termički uvjeti na podlozi i u atmosferi, a to je prva karika u lancu atmosferskih procesa. Zagrijavanje podloge i atmosfere iznad nje, evaporacija vode i snijega, bilanca radijacije i energije uopće itd. ovise o raspodjeli globalne radijacije. Količina (cal cm^{-2} dan^{-1}; $kWhm^{-2}$) i geografska raspodjela globalne radijacije osnovni su faktori koji upravljaju vremenskim procesima.

Globalna radijacija nad Hrvatskom izračunata je na temelju podataka 131 postaje. Globalna se radijacija u Hrvatskoj mjeri samo u malo postaja, tako da je najčešće izračunata pomoću izraza



Sl. 383. Srednja dnevna suma globalnog zračenja (kWh/m^2) u prosincu; prosjek 1961.-1980. god. (Z. Žibrat i M. Gajić-Čapka, 1986.)



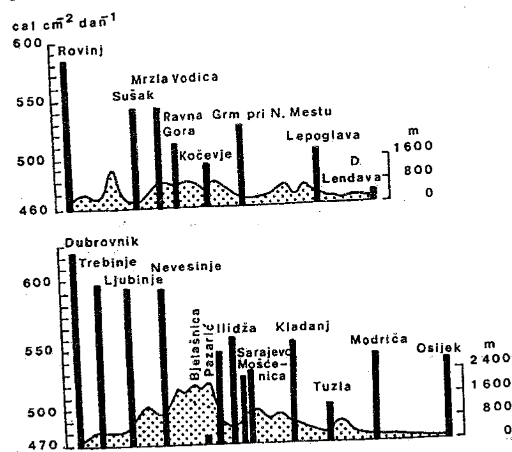
Sl. 384. Srednja dnevna suma globalnog zračenja (kWh/m^{-2}) u srpnju; prosjek 1961.-1980. god. (Z. Žibrat, M. Gajić-Čapka, 1986.)

$$G = G_0 \left(a + b\frac{s}{S}\right),$$

gdje je

- G = globalna radijacija,
- G_0 = količina ekstraterestričke radijacije na jediničnu horizontalnu plohu na vrhu atmosfere,
- a i b = koeficijenti korelacijske veze,
- s = apsolutno trajanje sijanja Sunca,
- S = najduže moguće trajanje sijanja Sunca.

Najmanju količinu globalne radijacije prima cijela naša zemlja u zimskim mjesecima, s minimumom u *prosincu* (sl. 383.), kad globalna radijacija varira između 0,67 $kWhm^{-2}$ (Križevci) i 1,51 $kWhm^{-2}$ (Komiža). Suprotno tome, najveću količinu globalne radijacije naša zemlja prima u *srpnju* (sl. 384.) kad se ona kreće između 5,67 (Zelina) i 7,43 $kWhm^{-2}$ (Komiža). Općenito se može reći da količina globalne radijacije raste od sjeverozapada prema jugoistoku. Važno je da je u prosincu (i svim drugim zimskim mjesecima) globalna radijacija prilično jednoliko raspodijeljena po čitavu našem teritoriju, tj. postoje relativno male razlike u količini primljene (ne apsorbirane!) kratkovalne radijacije između

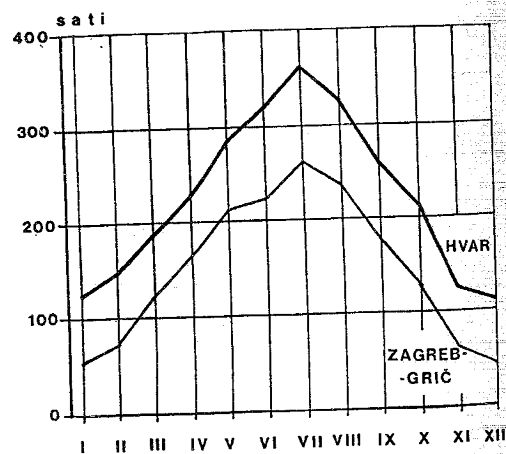


Sl. 385. Srpanjski profil globalne radijacije od obale Jadrana do kontinentske unutrašnjosti (B. i I. Penzar, 1960.)

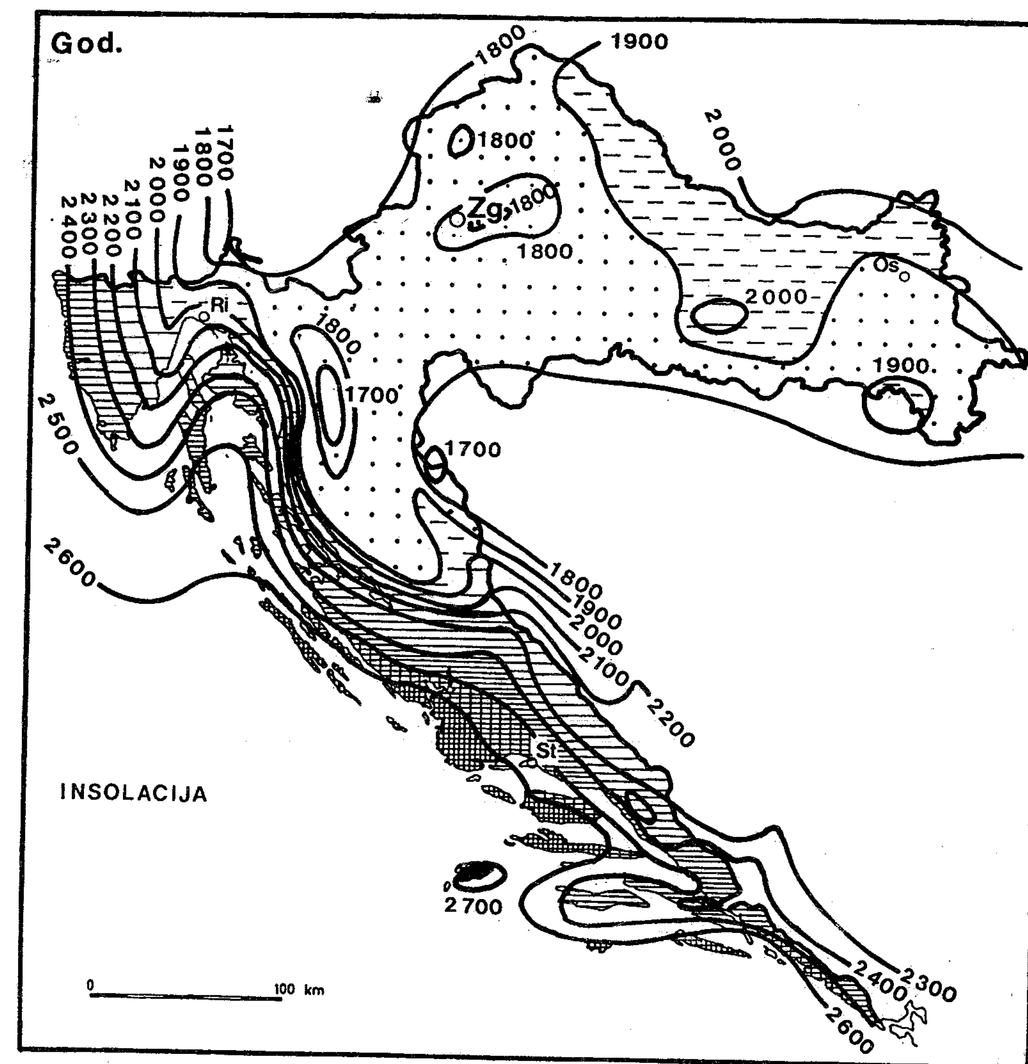
različitih dijelova naše zemlje; to se odmah vidi po relativno nešto rjeđoj raspodjeli izolinija.

Suprotno je u proljetnim i ljetnim mjesecima. Ne samo da se znatno povećava količina globalne radijacije, nego je i njezina geografska raspodjela raznolika, a to se odmah opaža po nešto većoj gustoći izolinija (sl. 384.). Uspoređenjem sl. 383. i 384. očita je važna činjenica da su izolinije u širem obalnom pojasu izbočene prema sjeverozapadu, tj. paralelne su s uzdužnom osi Jadranskog mora (odnosno s glavnim grebenom Dinarida), pa je na otvorenome moru globalna radijacija veća od globalne radijacije na istoj geografskoj širini u blizini talijanske ili naše obale. (Naoblaka nad Jadranom manja je nego nad planinskim obalnim pojasom.) Vrijedi opće pravilo da količina globalne radijacije raste od oblačnijega sjevernoga prema vedrijem južnom Jadranu i od oblačnije kontinentske unutrašnjosti prema vedrijem Jadranu.

Analiza karata pokazuje da je pružanje izolinija nad kopnom mnogo kompliciranije nego nad morem. Kombinacija utjecaja geografske širine i utjecaja mora (posrednim utjecajem preko naoblake) opaža se u smjeru pružanja izolinija globalne radijacije: u unutrašnjosti preteže zonalno pružanje, a s približavanjem obali Jadranskog mora izolinije mijenjaju smjer i teku više ili manje paralelno s obalom mora. Osim toga, u oba mjeseca, a slično je i tijekom cijele godine, izolinije su najgušće u prijelaznom pojasu između Jadranskog mora i planina u unutrašnjosti; u svakome mjesecu pojas najgušće koncentracije izolinija može biti nešto bliži moru ili pak znatno dublje u unutrašnjosti. U toplom dijelu godine, pa tako i u srpnju, količina globalne radijacije smanjena je u sjeverozapadnoj Hrvatskoj zbog utjecaja ciklona koje u to doba godine prolaze spomenutim područjem. Pritom šire područje Zagreba s Medvednicom prima više globalne radijacije od Hrvatskog Zagorja ili Moslavine. Cijela Slavonija prima podjednaku količinu globalne radijacije, tj. nema bitne razlike između brdovitih i nizinskih predjela. Iz toka izolinija i razmještaja područja maksimalne i minimalne globalne radijacije vidi se da na raspodjelu globalne radijacije u našoj zemlji, osim geografske širine i raspodjele kopna (naša kontinentska unutrašnjost i Apeninski poluotok) i mora (Jadransko more), znatno utječe i reljef. Njegov je utjecaj indirektan, jer povećana naoblaka (prije svega u toplom dijelu godine) na visokim reljefnim barijerama uzrokuje smanjenje globalne radijacije koja dospije do podloge. Zato se globalna radijacija smanjuje idući od pučine Jadranskog mora, bilo pod utjecajem orografski uzrokovane naoblake, bilo pod utjecajem zimskog povećanja stratiformne naoblake i magle u Panonskoj zavali. Važna je i činjenica da se neposredno uz obalu nalaze planine. Smanjenje globalne radijacije opaža se zimi osobito nad Korčulom i Pelješcom, gdje za vrijeme juga prisilnim izdizanjem vlažnog zraka nastaju uvjeti za stvaranje oblaka. Sjevernije od tog područja te se iste jugoistočne zračne struje spuštaju, dinamički se zagrijavaju. Konačna je posljedica barem djelomično raspadanje naoblake, pa su spomenuti krajevi u zavjetrini otoka i obalnih planina vedriji, odnosno



Sl. 386. Godišnji hod prosječnoga mjesečnog broja sati sijanja sunca u Zagreb-Griču i Hvaru 1961.–1980. god.



Sl. 387. Srednje godišnje apsolutno trajanje insolacije (u satima); prosjek 1961.-1980. god. (D. Poje i dr., 1984.)

primaju više globalne radijacije nego susjedni krajevi.

Utjecaj reljefa na globalnu radijaciju u kopnenoj unutrašnjosti očituje se u zimskom povećanju i ljetnom smanjenju globalne radijacije u planinama kao posljedica upravo obratne vertikalne raspodjele naoblake (planine su ljeti oblačnije, a zimi vedrije nego susjedni krajevi). Zbog toga se na sl. 383. vršna područja planina (Biokovo, Velebit, Učka, Medvednica, Psunj) izdvajaju kao područja s više globalne radijacije od niže okolice. Treba istaknuti činjenicu da je raspodjela globalne radijacije – kao i svakoga drugoga klimatskog elementa – u planinskim krajevima vrlo zamršena, pa postoje znatne lokalne razlike. Utjecaj Jadranskog mora, odnosno Sredozemnog mora u cjelini, na pružanje izolinija globalne radijacije očituje se indirektno. Spomenuta morska prostranstva, zbog velikoga temperaturnoga gradijenta između toplog mora i hladne Europe, karakterizira živahna ciklonska aktivnost, napose u najhladnijem dijelu godine, pa se za vrijeme prolaza ciklona globalna radijacija naglo smanjuje. Suprotno tome, u toplom dijelu godine, kad je česta anticiklonska raspodjela tlaka, globalna se radijacija na-

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Gospić	64,3	84,2	130,3	163,7	217,6	237,5	295,8	263,0	190,6	134,4	70,2	49,1	1 900,8
Hvar	127,8	144,7	186,8	226,1	284,4	318,0	363,4	330,9	258,6	207,7	132,8	115,6	2 696,8
Karlovac	50,0	76,1	131,6	170,7	222,7	237,7	288,7	250,3	189,3	125,7	60,4	41,9	1 849,4
Osijek	56,2	81,1	138,2	174,3	210,1	227,2	261,7	248,6	194,5	149,9	69,3	48,6	1 859,7
Parg	73,8	84,7	117,4	131,8	174,5	178,4	237,4	220,8	168,7	126,8	79,6	66,3	1 660,0
Rijeka	106,3	119,2	145,2	170,2	222,4	244,7	294,8	268,5	203,5	165,7	105,9	97,2	2 143,5
Senj	101,2	116,7	151,9	180,8	230,5	257,0	306,6	279,2	217,6	171,1	106,3	91,1	2 209,8
Sinj	103,6	123,7	163,9	188,7	236,4	264,1	320,9	294,9	225,5	176,4	110,2	94,4	2 301,3
Sisak	51,6	78,1	135,6	175,8	226,1	237,6	285,6	251,5	187,9	124,1	59,7	40,0	1 857,4
Split-Marjan	128,3	142,0	176,5	211,8	269,1	299,8	344,9	315,7	247,6	200,4	133,3	120,9	2 590,4
Šibenik	123,7	143,5	188,8	220,7	277,3	308,0	354,0	317,3	254,2	204,7	136,4	114,8	2 643,4
Varaždin	68,8	92,3	141,5	178,4	227,1	237,3	275,1	246,8	190,6	144,6	81,4	60,2	1 944,1
Zagreb-Grič	54,3	81,4	127,6	163,4	213,1	222,2	266,5	243,4	184,1	133,1	66,4	47,9	1 803,4
Zagreb-Maksimir	51,9	83,1	134,3	170,5	219,1	229,2	273,9	248,5	187,5	131,9	64,4	43,2	1 837,5
Zavižan	93,0	95,1	128,2	152,9	204,0	220,5	287,2	265,5	198,6	145,3	93,0	85,1	1 962,4

Tab. 7. Srednje mjesečne i godišnje sume sijanja Sunca, 1961.–1990. (DHMZ RH)

glo poveća. Ipak, ljetno povećanje globalne radijacije treba više pripisati dužem trajanju dana i manjoj naoblaci nego anticiklonskoj raspodjeli tlaka.

Profili globalne radijacije (Rovinj-Donja Lendava; Dubrovnik-Osijek), kako je prikazano na sl. 385., pokazuju da osim dominantnog utjecaja geografske širine i cirkulacije djeluju i reljefne specifičnosti; zato se globalna radijacija ne mijenja linearno. (Zbog specifičnog oblika Hrvatske, ti su se profili koristili usprkos tome što su na njima prikazane i neke postaje izvan Hrvatske.) Promatranjem profila utvrđuje se pravilo da se globalna radijacija u Hrvatskoj smanjuje: a) s porastom geografske širine i b) s udaljavanjem od obale Jadranskog mora prema unutrašnjosti naše zemlje. Pretežno malena (a pokatkad i velika) odstupanja u raspodjeli globalne radijacije posljedica su djelovanja reljefa. Tako je globalna radijacija na Bjelašnici ljeti vrlo malena, što je posljedica poznatog učinka visokih planina na ljetno pojačanje naoblake. Isti se efekt opaža i na Pazariću i Sarajevu u usporedbi s Ilidžom, na Kočevju u odnosu prema globalnoj radijaciji u Grmu.

4.2.1.2. **TRAJANJE INSOLACIJE.** Vrlo veliku praktičnu važnost ima trajanje sijanja sunca ili trajanje insolacije. Taj je klimatski element posebno važan za razvoj turizma i za agrarnu proizvodnju. Prisjetimo se definicije da je stvarno ili efektivno trajanje insolacije vrijeme u kojemu Zemljina površina prima direktnu Sunčevu radijaciju. Trajanje insolacije mjeri se heliografom, kad intenzitet direktne radijacije prelazi prag od 0,2 cal cm^{-2} min^{-1}. Dakle, vrijeme registriranja sijanja sunca nešto je kraće od vremena u kojemu je sunce iznad horizonta. Dijeljenjem stvarnog trajanja insolacije s potencijalnim (najviše mogućim) trajanjem insolacije dobiva se relativna insolacija (u postocima). Astronomski moguće trajanje sijanja sunca umanjuje se za stanovitu veličinu, pa se tako dobiva potencijalno ili najveće moguće trajanje insolacije. Pod utjecajem naoblake potencijalna se insolacija smanjuje i tako se dobiva stvarno ili efektivno trajanje insolacije ili stvarno trajanje sijanja sunca (koje se iz praktičnih razloga naziva samo trajanjem insolacije ili samo trajanjem sijanja sunca).

Sve to može objasniti pravilnost u godišnjem hodu trajanja insolacije u našoj zemlji, a za primjer smo uzeli Zagreb-Grič i Hvar (sl. 386.). Iz astronomskih uvjeta slijedi da je trajanje insolacije duže u toplom nego u hladnom dijelu godine. Zatim prije svega slijedi modifikatorski utjecaj naoblake. Budući da je veća u hladnom nego u toplom dijelu godine, ona pridonosi smanjenju trajanja insolacije u hladnom dijelu godine. Tako je u srpnju i kolovozu trajanje insolacije 3 – 10 puta duže nego usred zime. Ako se postaja (odnosno grad) u kontinentskoj unutrašnjosti naše zemlje nalazi u riječnoj dolini ili zavali ispunjenoj maglom, trajanje se insolacije znatno smanji. (Zato je poznato da u zimskim mjesecima planinske postaje imaju duže trajanje insolacije nego susjedne postaje na nižim nadmorskim visinama. Tako se, npr., često događa da je Sljeme na Medvednici iznad Zagreba zimi obasjano suncem, a niži je dio Zagreba prekriven gustom maglom.) Uspoređivanjem grafova trajanja insolacije u Zagreb-Griču i Hvaru opaža se da je Hvar, i sve naše primorske postaje, u svakome mjesecu sunčaniji od Zagreba, odnosno od svih ostalih gradova u kontinentskoj unutrašnjosti. Treba upozoriti na detalj da je najkraće trajanje insolacije u prosincu, a ne u hladnijem siječnju. To je posljedica veće naoblake

(i česte magle), a u siječnju se relativno često pojavljuju zimske vedrine pod utjecajem zimskih anticiklona.

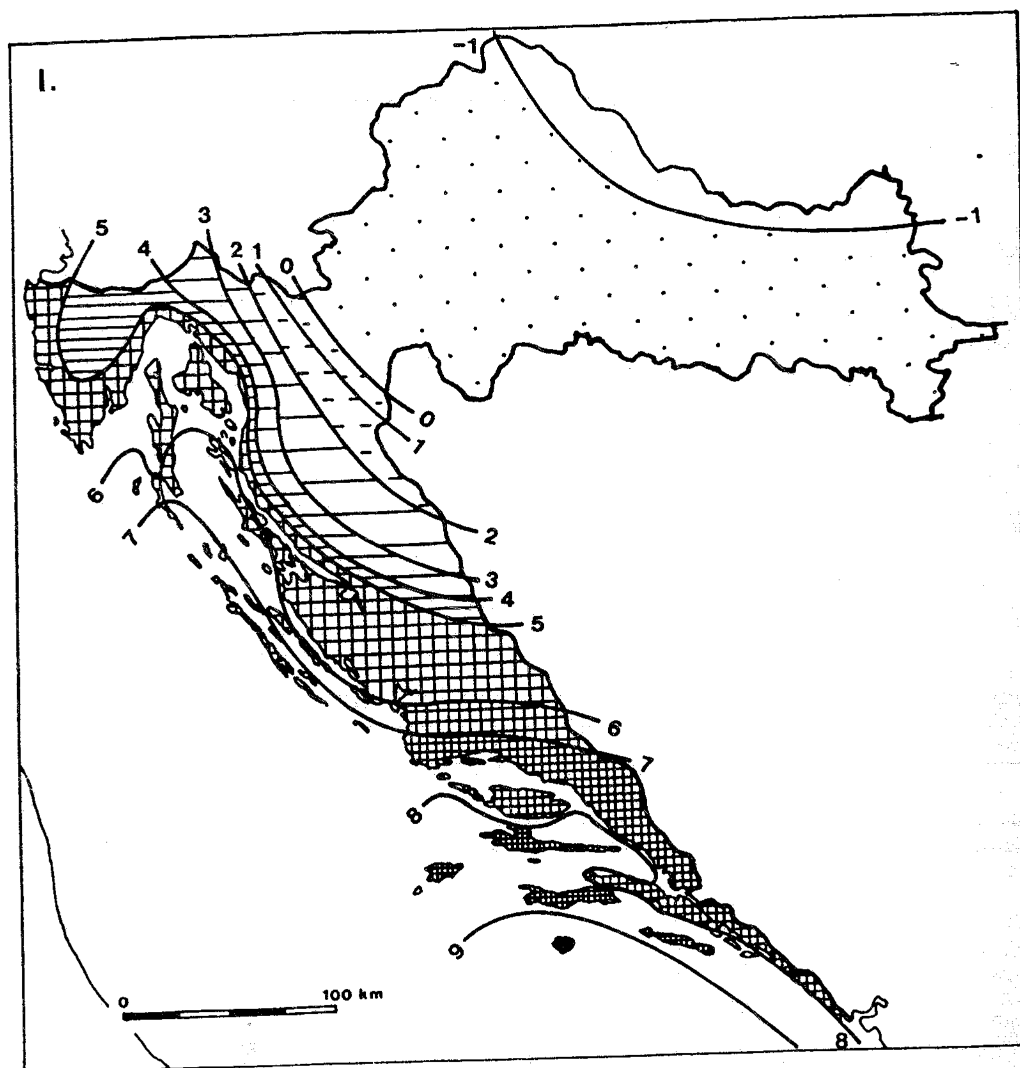
Uobičajeno je da se *trajanje insolacije* osim prosječnim brojem sati sijanja sunca u svakome mjesecu (ili pak u svakom danu svakog mjeseca) izražava i u prosječnom godišnjem trajanju insolacije u satima (sl. 387.). Tako je u razdoblju 1961.-1980. u gradu Hvaru insolacije prosječno godišnje bilo 2 674 sati, a u Zagreb-Griču 1 757 sati. Vrijedi pravilo da je trajanje insolacije najduže u jadranskom primorju (osobito na srednjodalmatinskim otocima), a kraće je u kontinentskoj unutrašnjosti. Budući da je reljef važan modifikator trajanja insolacije, moramo spomenuti da se u godišnjem prosjeku trajanje insolacije smanjuje u Gorskoj Hrvatskoj, tj. još je kraće nego u Panonskoj zavali i u peripanonskom pojasu. To je neposredna posljedica orografskog efekta. Čak i brežuljkasti reljef u priobalju skraćuje insolaciju (Korčula, Pelješac). U unutrašnjosti je najizrazitiji »otok« sa smanjenom insolacijom Medvednica. Izokline su srednjoslavonske planine. Njihovu većem broju sunčanih sati pridonosi duža insolacija od kasne jeseni do početka proljeća. Pružanje izohela jasno upućuje i na utjecaj Jadranskog mora, odnosno čestih vedrina (»klin« izohela prema sjeverozapadu). Trajanje insolacije kraće je na sjevernom Jadranu (Rijeka, 2 093 sata) nego na njegovu južnom dijelu (Hvar, 2 674 sata). Isto tako kraće je na zapadu pod utjecajem Alpa (Zagreb, 1 757 sati) nego na istoku (Osijek, 1 881 sat).

4.2.2. TEMPERATURA ZRAKA

4.2.2.1. **GEOGRAFSKA RASPODJELA TEMPERATURE.** Zbog utjecaja reljefa na geografsku raspodjelu temperature, često na vrlo malenoj udaljenosti mogu postojati velike temperaturne razlike. Zato je za upoznavanje raspodjele temperature u našoj zemlji potrebno ići postupno. Da bi se upoznao samo utjecaj geografske raspodjele kopna i mora na temperaturu, eliminira se utjecaj reljefa; to se postiže tako što se pomoću odgovarajućih vertikalnih gradijenata, temperature reduciraju na morsku razinu. Na sl. 388. i sl. 389. prikazana je raspodjela reduciranih temperatura u Hrvatskoj. Takva raspodjela temperature zapravo ne postoji jer je eliminiran utjecaj reljefa koji je u stvarnosti itekako važan za takvu raspodjelu. Svrha je takva »nerealnog« prikaza raspodjele temperature utvrditi opću zakonitost u pružanju izotermi. Kad to shvatimo, onda je potreban samo jedan korak do razumijevanja raspodjele stvarnih temperatura. Uspoređivanjem pružanja i vrijednosti izotermi u oba ekstremna mjeseca (a u biti je više ili manje slično i u svim ostalim mjesecima), zaključuje se da se u geografskoj raspodjeli temperature u našoj zemlji odražava utjecaj: a) njezina općeg položaja, tj. osjeća se utjecaj geografske širine, a pod tim se prije svega misli na posljedice globalne radijacije, koja je veća na jugu, a manja na sjeveru, b) odražava se utjecaj raspodjele kopna i mora, jer iz toga proizlaze različita termička svojstva tih posve različitih tipova podloge i c) utjecaj advekcije topline, tj. horizontalne izmjene zračnih masa. Pri objašnjenju, odnosno traženju uzroka takva pružanja izotermi, moramo se prisjetiti da se, bilo u cjelini, bilo u graničnim područjima, osjećaju utjecaji okolnoga europskoga kopna i Sredozemnog mora.

Bitna je karakteristika *siječanjskih* reduciranih temperatura (sl. 388.) njihovo opće pružanje od sjeverozapada prema jugoistoku. U siječnju izoterme poprimaju vrijednosti od –1 °C do 9 °C, tj. velika je razlika u temperaturi između unutrašnjosti i obale. Horizontalni gradijenti temperature nisu konstantni, što pokazuje neravnomjerna gustoća izotermi. Cijeli panonski i peripanonski prostor imaju vrlo malu horizontalnu promjenu temperature. U prijelaznom širem obalnom pojasu (ne možemo reći u prijelaznom planinskom pojasu, jer je riječ o reduciranim temperaturama) naglo se smjenjuju termički utjecaji kopna i mora, gradijent naglo raste, ali nejednoliko. Izoterme od 2 °C i 3 °C u južnom su dijelu razmaknutije, pa omeđuju Liku na sjevernoj i južnoj strani. Horizontalni gradijent manji je na južnom, a veći na sjevernom Jadranu. Takva raspodjela izotermi indirektna je posljedica postojanja reljefa koji onemogućuje prodiranje maritimnih termičkih utjecaja dublje u unutrašnjost. (Poznavajući raspodjelu izotermi u drugim dijelovima svijeta, gdje nema planina uz obalu, zaključujemo da se termički utjecaj mora brzo gubi prodiranjem na kopno i onda kad nema planina uz obalu; prema tome, raspodjela siječanjskih izotermi, kako je prikazano na sl. 388., u biti bi bila ista i da nema reljefne barijere, iako bi horizontalni gradijent bio manji.)

Izoterma od –1 °C označuje južnu granicu mnogo većeg područja u središnjoj Panonskoj nizini. Samo njegov manji dio zalazi u Hrvatsku. Pružanje izoterme od –1 °C određeno je dubokim prodorom Jadrana i zapadnog Sredozemlja na sjever. Reducirane temperature rastu od sjevernog prema južnom Jadranu. Na sjevernom je Jadranu, naime, kopno kompaktnije. Ono se u siječnju više rashladi, pa to snizuje reducirane temperature. Još je važniji utjecaj okolnoga europskoga kopna. To najbolje ocrtava izoterma od 5 °C, koja obuhvaća unutrašnjost Istre.

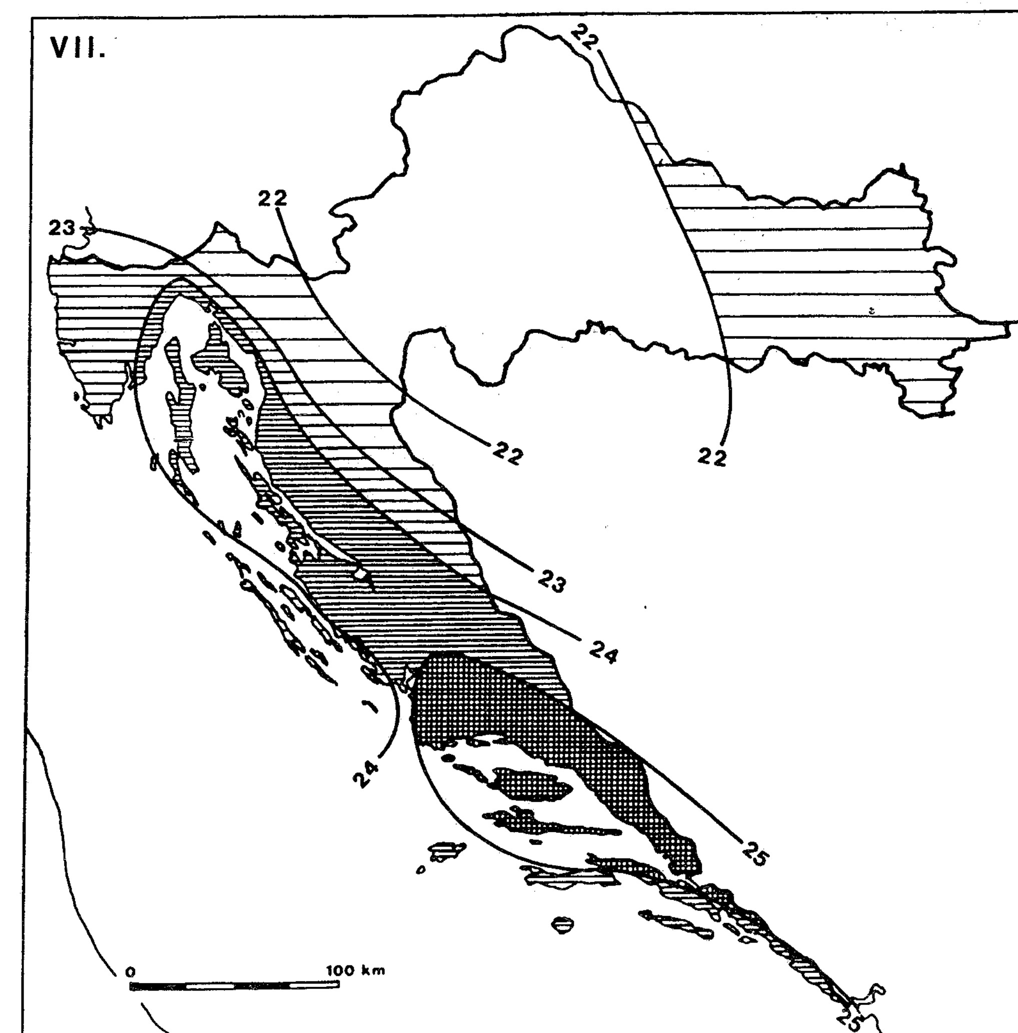


Sl. 388. Temperatura zraka (°C) reducirana na morsku razinu u siječnju; srednjaci iz razdoblja 1931.–1960. god. (A. Filipčić, 1993.)

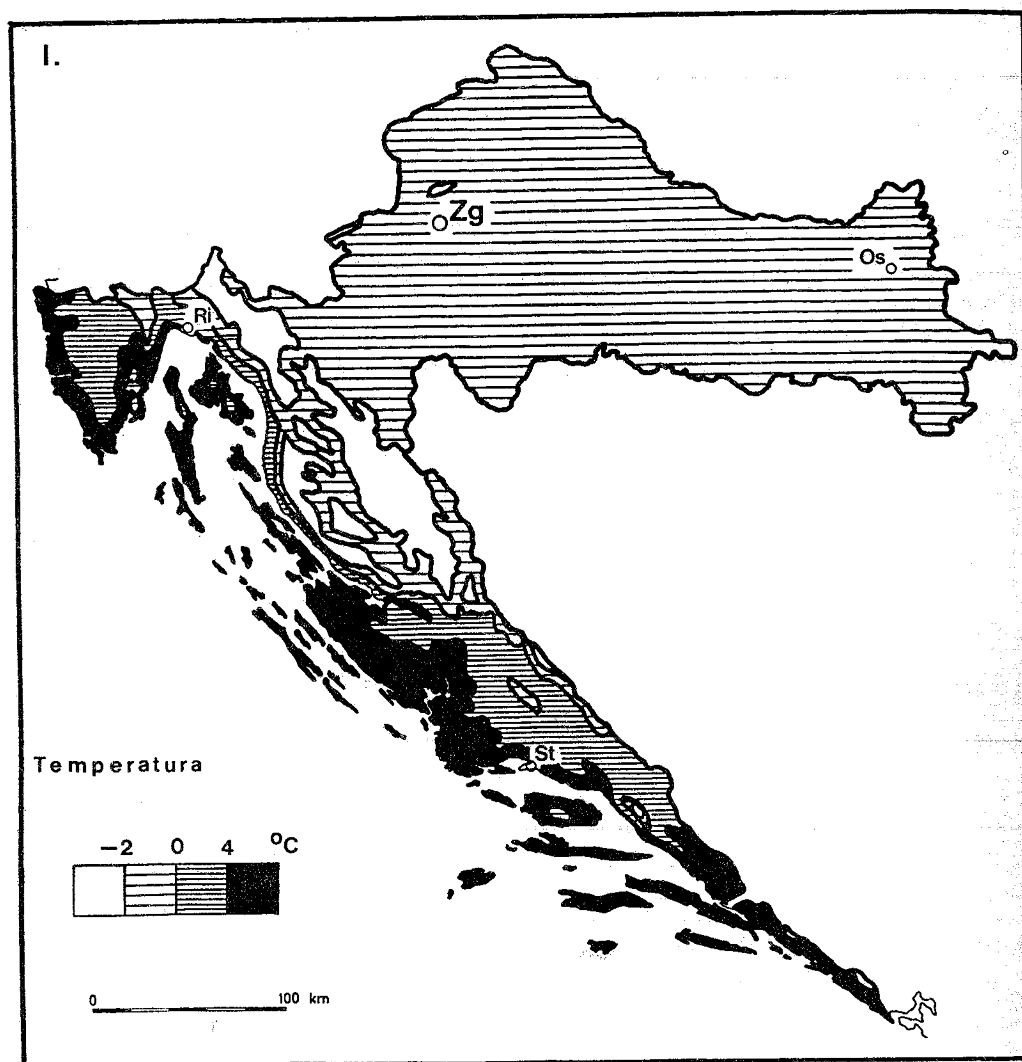
Izoterma od 6 °C na jugu izbija na obalu, pa su tako Ravni kotari, Bukovica i Promina relativno hladni. Potiskivanje izoterme od 6 °C prouzročeno je prelijevanjem hladnog zraka preko Dinare na reljefno niži prostor.

Zbog različitih termičkih svojstava kopna i mora možemo očekivati više temperature nad morem i na obali nego na istoj geografskoj širini u unutrašnjosti. To je posljedica utjecaja relativno topla Jadranskog mora, tj. i tu se manifestira pravilo da zimske izoterme nad svakom morskom površinom dublje prodiru na sjever (na sjevernoj hemisferi) nego nad susjednim kopnom. Kopnene pak mase u hladnom dijelu godine potiskuju izoterme prema ekvatoru. To pravilo najbolje odražavaju izoterme od 6 °C i 7 °C. Nakon izbijanja na obalu, te se izoterme pružaju na sjever jer ih potiskuje relativno toplo more. Izoterme su prekinute nad Jadranskim morem, ali s obzirom na prije opisano pravilo možemo pretpostaviti da su izoterme od 9 °C, 8 °C, 7 °C i 6 °C lučno povijene i da nad Jadranom čine topli »klin«.

Raspodjela reduciranih temperatura u *srpnju* (sl. 389.) nešto je složenija. Očekivalo bi se da će se kopnena unutrašnjost jače zagrijati nego obala, računajući na utjecaj relativno hladnijeg mora. Međutim, nije tako. To je dokaz više za poznatu činjenicu da je termički utjecaj svakog mora neusporedivo veći zimi nego ljeti. Površinom malo Jadransko more i ljeti je dosta toplo, pa ne snizuje bitno temperature obalnog pojasa. Njegov utjecaj važan je samo na pučini i na vanjskim otocima. Stoga se izoterme od 24 °C i 25 °C ne pružaju prema otvorenome moru, već se paralelno s obalom povijaju prema jugu tvoreći dva toplija »klina«. Izduženi, površinom manji otoci i otoci udaljeniji od obale nalaze se izvan tih izotermi. Gotovo cijela peripanonska Hrvatska ima reducirane srpanjske temperature između 21 °C i 22 °C. Oblik toga nešto hladnijeg područja uvjetovan je strujanjem maritimnog polarnog zraka sa sjeverozapada. To je dio etezijskog strujanja koje zaobilazi Alpe sa sjevera, a zatim skreće na jugoistok. Čak i u toplom dijelu godine panonski se prostor noću ohladi mnogo više od Jadrana (osobito južnog). Stoga su temperature u 7 h pod utjecajem mora više nego u unutrašnjosti, tj. zagrijavanje ne počinje od iste baze. Najviše temperature ima srednja i južna Dalmacija. Zmorac tu ne snizuje temperature jer se zrak koji dolazi s mora već nekoliko desetaka metara podalje od mora jako ugrije.



Sl. 389. Temperatura zraka (°C) reducirana na morsku razinu u srpnju; srednjaci iz razdoblja 1931.–1960. god. (A. Filipčić, 1993.)



Sl. 390. Raspodjela srednje stvarne temperature zraka u siječnju; 1931.–1960. god. (Atlas klime SFRJ, Beograd, s.a.)

Budući da je u Hrvatskoj jak i modifikatorski utjecaj reljefa na temperaturu, potrebno je razmotriti i raspodjelu stvarne, nereducirane temperature; tako ćemo vidjeti kako pokatkad može biti velika razlika u pružanju reduciranih i nereduciranih izotermi. Ali, prikaz nereduciranih (stvarnih) temperatura u jednom kraju sa živim reljefom često je jedva grafički moguć (u planinama neposredno uz duboke doline »zbije« se toliko izotermi da takva karta postaje posve nepregledna), pa smo izabrali samo neke izoterme, ali sve ono što ćemo reći za njih vrijedi i za sve ostale izoterme koje nisu ucrtane.

Uobičajeno je da se raspodjela temperature na nekom području prikazuje u najhladnijemu i najtoplijemu mjesecu, u siječnju i srpnju. Započet ćemo s raspodjelom *stvarne temperature u siječnju* (sl. 390.). Vidi se da se panonski prostor jasno diferencira od ostalog dijela Hrvatske. Panonska zavala i peripanonski rub nalaze se unutar izotermi od −2 °C do 0 °C. Za razliku od prikaza reduciranih temperatura (sl. 388.), izoterma od 0 °C potisnuta je dublje na jug. Ona je u zaleđu Rijeke i u podvelebitskom primorju sasvim blizu obale Jadranskog mora, a udaljuje se od njega u srednjem i južnom primorju.

Pritom se može nazrijeti pravilo da visoki reljef potiskuje nultu izotermu na jug, a u riječnim dolinama prodire na sjever (npr. dolina Neretve), odnosno temperatura raste u konkavnim reljefnim oblicima (polja u kršu) koji su niži od okolnih planina. Izoterma od −2 °C prodire riječnim dolinama na jug, što se najzornije vidi na primjeru Kupe prema Gorskom kotaru. Unutar izoterme od −2 °C temperature su još niže, a to su, jasno, samo planine. Tako se po pružanju izoterme od −2 °C lako može rekonstruirati i orografija; sve planine, od onih manjih (npr. Medvednica), pa sve do najviših (npr. Velebit) ističu se kao hladni »otoci« iznad relativno toplije okolice. Od nulte izoterme na jugu temperatura naglo raste jer se približavamo toplom Jadranskom moru koje zimi vrlo efikasno zagrijava područje što se nalazi pod njegovim utjecajem. Odmah se opaža da se izoterma od 4 °C pruža paralelno s uzdužnom osi Jadranskog mora. Njezino pružanje u detaljima pod utjecajem je dvaju faktora. Jedno je raspodjela kopna i mora. Zato se ona u Istri posve podudara s konturama toga našega najvećeg poluotoka (more tu izotermu potiskuje na sjever, a kopno na jug). Drugo je utjecaj reljefa, a općenito vrijedi pravilo da visoki reljef tu izotermu potiskuje prema obali (npr. podvelebitsko primorje, Biokovo). Suprotno tome u niskim reljefnim oblicima izoterma od 4 °C prodire dublje u planinsku unutrašnjost (dolina Neretve). (I manje doline, npr. dolina Krke sjeveroistočno od Šibenika, potiskuju izotermu od 4 °C dublje u unutrašnjost.)

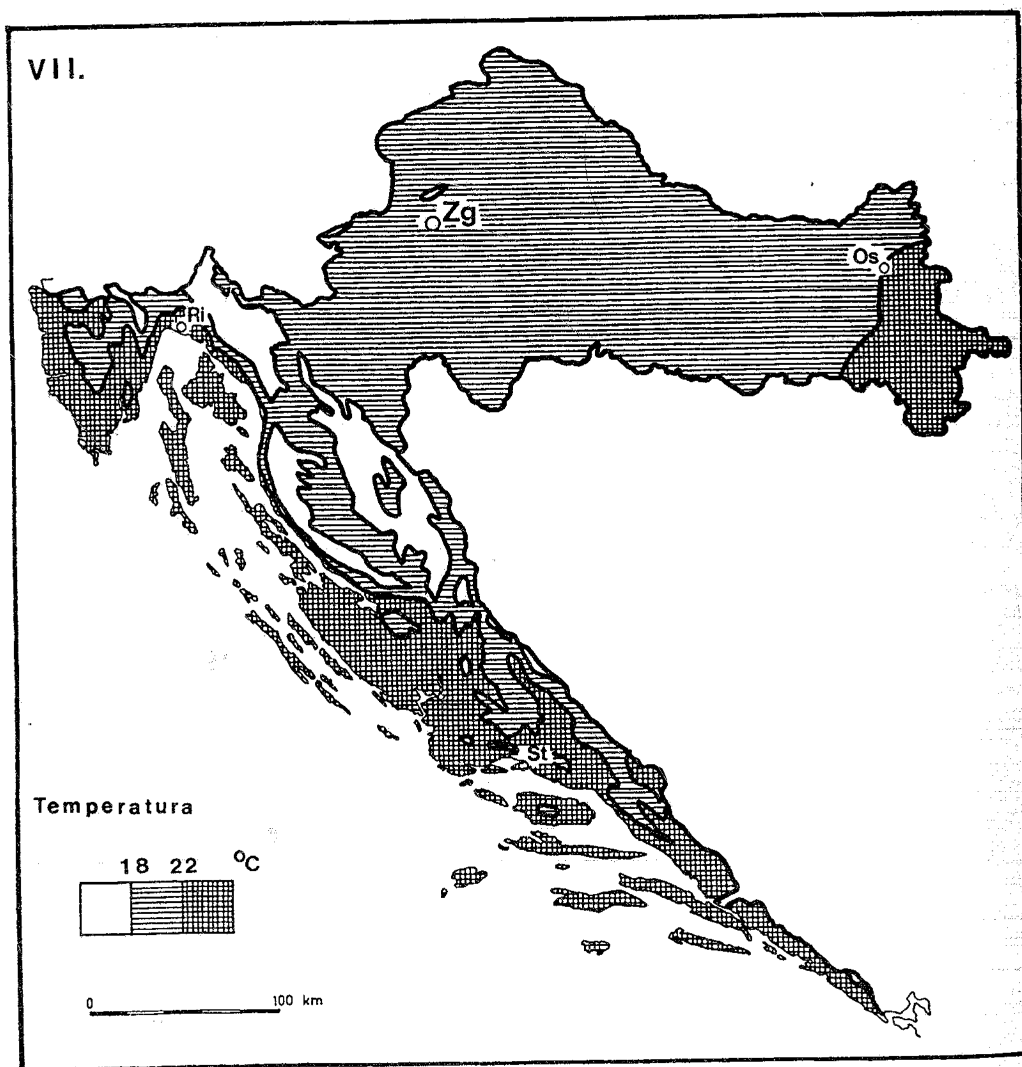
Sada bi trebalo upozoriti na jedno tumačenje koje se vrlo često susreće u klimatološkoj i geografskoj literaturi, a to je da se potiskivanje izotermi u dolini Neretve prema sjeveru pripisuje termičkom utjecaju Jadranskog mora. To je samo djelomično točno. Dolina se Neretve i zimi – djelovanjem kotlinskog efekta – često relativno jako zagrije, tim

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	−1,1	1,6	5,9	10,8	15,6	18,7	20,4	19,5	15,8	10,4	5,1	0,6	10,3
Crikvenica	5,8	6,6	8,9	12,4	16,8	20,5	23,3	22,8	19,3	15,1	10,5	7,0	14,1
Donji Miholjac	−1,0	1,7	6,1	11,2	16,1	19,3	21,1	20,4	16,7	11,2	5,5	1,0	10,8
Drniš	3,7	5,0	7,8	11,7	16,3	19,7	22,9	22,4	18,5	13,8	8,7	5,0	12,9
Đurđevac	−1,5	1,1	5,2	10,0	14,9	18,2	19,6	18,7	15,1	9,8	4,8	0,5	9,7
Gospić	−1,7	0,2	3,6	8,1	12,8	16,0	18,1	17,3	13,6	9,0	4,2	−0,5	8,4
Gračac	−0,5	1,3	4,5	8,7	13,2	16,4	18,8	18,3	14,7	10,2	5,2	0,8	9,3
Hvar	8,8	9,2	11,0	14,1	18,3	22,0	24,8	24,5	21,6	17,7	13,6	10,3	16,3
Karlovac	−0,6	2,2	6,5	11,2	15,9	19,2	21,1	20,1	16,4	11,1	5,6	0,9	10,8
Knin	3,5	5,0	7,9	11,8	16,5	19,9	22,6	22,0	18,2	13,5	8,5	4,7	12,8
Koprivnica	−1,1	1,5	5,8	10,6	15,3	18,5	20,0	19,2	15,6	10,3	5,1	0,8	10,1
Lastovo	8,2	8,4	10,1	13,0	17,1	20,9	23,8	23,6	20,7	16,8	12,8	9,8	15,4
Ličko Lešće	−1,2	0,8	4,4	8,6	13,0	15,9	18,0	17,4	14,2	9,5	4,7	0,1	8,8
Lokve-Brana	−2,1	−1,0	1,7	5,8	10,7	14,0	16,2	15,5	12,5	8,1	3,3	−0,7	7,0
Lovinac	−1,4	0,4	3,7	8,3	12,9	16,0	18,1	17,5	13,9	9,4	4,4	−0,2	8,6
Novi Dvori	−0,6	1,7	6,0	10,5	15,1	18,4	20,1	19,2	15,7	10,5	5,5	0,8	10,4
Ogulin	−0,5	1,4	5,1	9,6	14,2	17,4	19,2	18,2	15,0	10,3	5,3	1,0	9,7
Osijek	−1,2	1,5	6,0	11,3	16,5	19,5	21,0	20,3	16,6	11,2	5,4	0,9	10,8
Palagruža	9,7	9,7	11,1	13,5	17,4	21,2	24,0	24,0	21,3	17,6	13,7	11,0	16,2
Parg	−2,0	−1,1	1,8	5,9	10,7	13,9	16,2	15,3	12,4	8,1	3,1	−0,6	7,0
Rijeka	5,3	6,1	8,5	12,2	16,6	20,1	22,8	22,3	18,9	14,4	9,8	6,5	13,6
Rovinj	4,7	5,3	7,9	11,5	16,1	19,9	22,4	21,8	18,3	14,1	9,7	6,1	13,2
Senj	5,6	6,6	9,2	12,9	17,4	21,2	23,9	23,6	20,0	15,5	10,8	7,0	14,5
Sinj	3,3	4,8	7,6	11,4	16,0	19,4	22,2	21,6	17,9	13,1	8,2	4,4	12,5
Sisak	−0,7	1,9	6,3	11,1	15,8	19,1	20,8	19,8	16,0	10,8	5,6	1,0	10,7
Skrad	−1,1	0,2	3,4	7,7	12,4	15,6	17,7	17,0	13,9	9,3	4,3	0,2	8,4
Slunj	−0,5	1,6	5,6	10,2	14,7	17,9	19,8	19,0	15,5	10,6	5,5	1,0	10,1
Split-Marjan	7,6	8,2	10,5	13,9	18,7	22,5	25,4	24,9	21,4	16,9	12,3	8,9	15,9
Šibenik	6,6	7,5	9,9	13,4	18,0	21,6	24,5	24,0	20,5	16,2	11,6	7,9	15,1
Varaždin	−1,3	1,3	5,4	10,3	15,1	18,3	19,8	18,9	15,3	10,1	4,9	0,5	9,9
Zagreb-Grič	0,5	3,1	7,3	11,8	16,3	19,3	21,3	20,6	17,0	11,9	6,4	2,0	11,4
Zagreb-Maksimir	−0,8	1,8	5,9	10,6	15,3	18,5	20,1	19,3	15,8	10,5	5,3	0,9	10,3
Zavižan	−4,2	−4,3	−2,1	1,4	6,2	9,6	12,2	12,0	9,2	5,1	0,4	−2,9	3,5

Tab 8. Srednje mjesečne i godišnje temperature zraka, 1961.–1990. (DHMZ RH)

više kad se prisjetimo činjenice da u toj dolini nema magle koja bi onemogućila apsorpciju globalne radijacije (nerijetko vedri dani). Zimske visoke temperature u dolini Neretve, Ravnim kotarima i niskoj obalnoj Istri, treba pripisati i direktnom zagrijavanju *konkavnog i niskog reljefa*, a ne samo advekciji topline s Jadranskog mora.

Kad se govori o raspodjeli stvarne siječanjske temperature (i zimske uopće), potrebno je posebno upozoriti na važnost inverzije temperature. Ona je zimi tako česta da je to normalno stanje atmosfere u konkavnim oblicima reljefa (najčešće noću, ali se može zadržati i cijelog dana, ili više dana uzastopce). To ne vrijedi samo za kotline, riječne doline i polja u kršu, nego često i za Panonsku zavalu i peripanonski rub. Najbolji je primjer Ličko polje koje je sa svih strana obrubljeno visokim planinama (P. Vujević, 1953.). Česta je pojava da je temperatura u Oštarijama (924 m) zimi za 8,5 °C viša nego u Gospiću (566 m). Poznat je i jedan primjer da je ta razlika iznosila 17,3 °C. Inverzija nastaje u svim kotlinama i poljima gdje postoji mogućnost zadržavanja zraka koji se noćnom dugovalnom radijacijom jako ohladi. Inverzija u takvim reljefnim oblicima često uzrokuje maglu. Tako je više ili manje u svim drugim sličnim reljefnim oblicima. Zato se općenito u našim planinskim dolinama na malim udaljenostima opažaju velike razlike u vegetacijskom pokrovu, a time se indirektno utjecaj inverzije opaža i u raspodjeli naselja i obrađenih površina. Poznat je, npr., primjer Pazina u Istri (275 m). On se nalazi u dolini gdje je zimi ujutro temperatura i po nekoliko stupnjeva niža nego nad reljefno višom okolicom. Slično je i u mnogim velikim i dubokim ponikvama. Na njihovu dnu mjestimično rastu biljke koje normalno uspijevaju na većoj visini, tj. vertikalno je zoniranje obrnuto. Inverzija je jedan od glavnih uzroka što se vinogradi u Panonskoj zavali i peripanonskom rubu ne nalaze u riječnim i potočnim dolinama, nego su na višim padinama iznad njih.



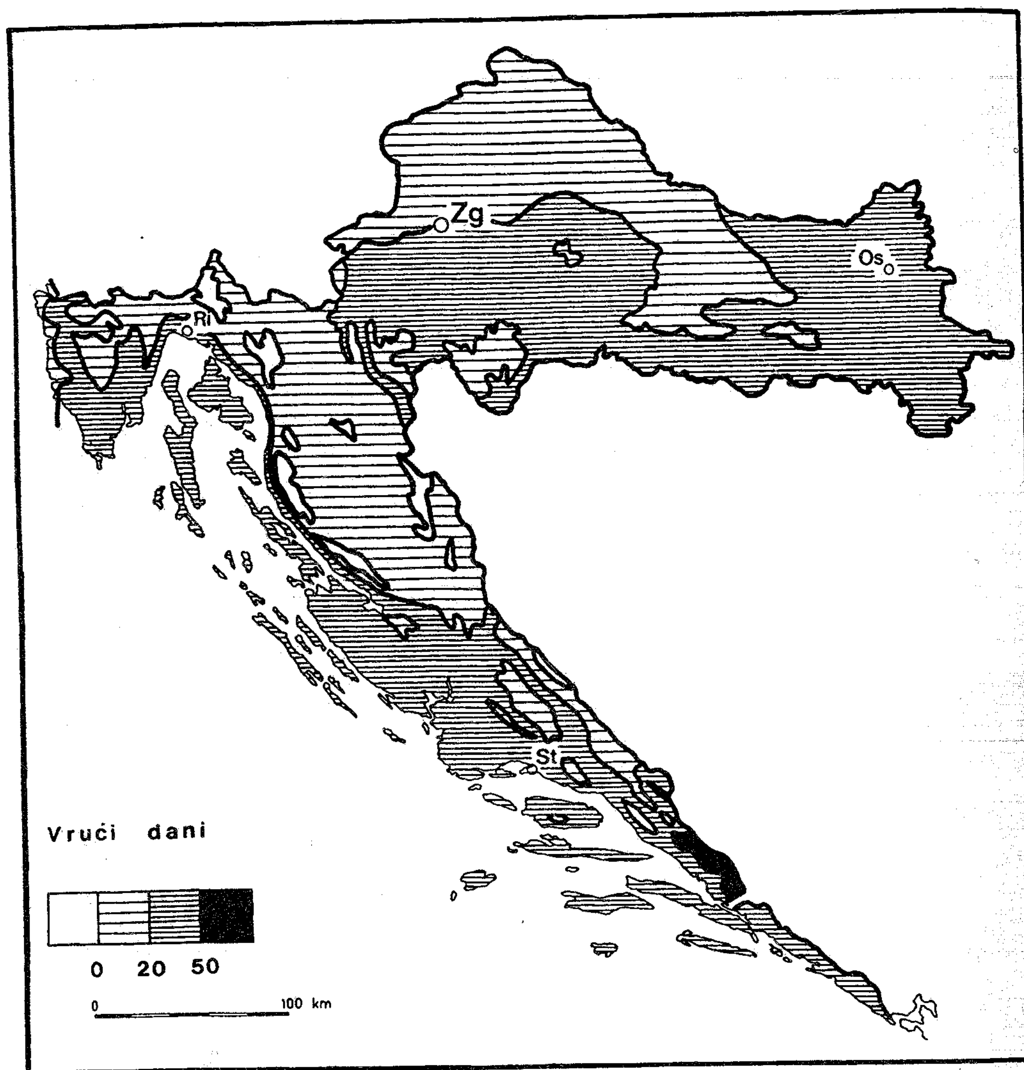
Sl. 391. Raspodjela srednje stvarne temperature zraka u srpnju; 1931.–1960. god. (Atlas klime SFRJ, Beograd, s.a.)

U zimskim noćima kad postoji inverzija postoje velike razlike u temperaturi na vrlo malenoj udaljenosti, osobito onda ako istodobno djeluje i neki drugi faktor, npr. diferencirano hlađenje pod utjecajem grada. Uzmimo za primjer jutro 16. II. 1956. u Zagrebu. Toga je dana u 7 h u Zagreb-Griču temperatura iznosila –19,4 °C, a u Zagreb-Maksimiru spustila se na –27,3 °C. Dakle, razlika je iznosila 8 °C, tj. za toliko je stupnjeva istočna periferija grada bila hladnija od Gornjega grada.

Da bismo prikazali raspodjelu *stvarne temperature u srpnju* (sl. 391.), ucrtane su izoterme od 18 i 22 °C. Odmah se može opaziti kako je velik modifikatorski utjecaj reljefa. Temperature niže od 18 °C nalaze se samo u najvišim planinskim dijelovima naše zemlje; planine se ističu kao hladni »otoci« u relativno toplijoj okolici. Sjeveroistočno i jugozapadno te južno od toga hladnoga planinskog područja (koje je diskontinuirano, zbog više temperature u Lici) nalaze se toplija područja uz obalu Jadranskog mora i u Panonskoj zavali. Najviše temperature (≥ 22 °C) nalazimo na otocima i u obalnom pojasu. Dublje u unutrašnjost izoterma od 22 °C zalazi samo u riječnim dolinama (Krka, Neretva) i općenito u reljefno nižem dijelu primorja. Zbog veće nadmorske visine to ne vrijedi za dolinu Cetine. Dolina Cetine nalazi se unutar izoterme od 18 °C. Relativno više temperature imaju i polja u kršu te kotline, tj. svi konkavni reljefni oblici. Najveći među njima je Lika. Ipak, Lika se ljeti ne može zagrijati tako jako kao niža Panonska zavala, jer su jutarnje temperature u Lici često vrlo niske, pa dnevno zagrijavanje počinje od niže razine. Njezin najkontinentskiji, tj. najistočniji dio, ujedno je i najzagrijaniji.

Budući da je riječ o praktično važnoj veličini, posebno ćemo prikazati raspodjelu *vrućih dana* (sl. 392.), tj. srednji broj dana u kojima je maksimalna dnevna temperatura bila ≥ 30 °C. Glavni klimatski element koji određuje raspodjelu vrućih dana u Hrvatskoj jest cirkulacija zraka u južnoj Europi u danima kad se pojavljuju visoke temperature. Vrući dani pojavljuju se onda kad se iznad naše zemlje nalazi tropska kontinentska zračna masa. Prodori hladnoga (odnosno svježega) maritimnog zraka s Atlantika u najtoplijem dijelu godine slabe prema istoku, a posebno prema jugu, gdje se njihov utjecaj gotovo posve gubi. Dok na sjeveru dolazi zahlađenje, u južnom Hrvatskom primorju hladni se prodori jedva osjete. U istom se smjeru povećava apsorpcija globalne radijacije, pa je zajednička posljedica svega toga povećanje broja vrućih dana od sjevera prema jugu. U krajevima s manjom nadmorskom visinom razlike u broju vrućih dana veće su nego u krajevima s većom nadmorskom visinom. To znači da se utjecaj zagrijanosti podloge vrlo brzo smanjuje s povećanjem nadmorske visine. Zato se uvjeti za postanak vrućih dana u višim planinskim krajevima znatno izjednačuju. Vrućih dana nema u najvišem dijelu Gorskoga kotara i na Velebitu, tj. nema ih samo u najvišim područjima Hrvatske. Lika se, zbog kotlinskih karakteristika, po broju vrućih dana izjednačuje s peripanonskim prostorom. Prema istoku se broj vrućih dana povećava, pa istočna Hrvatska ima približan broj dana kao i obala s otocima. Širina obalnog pojasa sa 20 – 50 vrućih dana ovisi o visini reljefa; u prostranim niskim krajevima ta se zona proširuje (npr. sjeverna Dalmacija), a suzuje se u planinskim krajevima (npr. velebitsko primorje). U uskom obalnom pojasu zapadne Istre broj vrućih dana smanjuje se s približavanjem obali. Uzrok je tome specifičan; osim općeg smanjenja broja vrućih dana prema pučini mora zbog njegova rashlađujućeg utjecaja u ljetnim mjesecima (kad se ide od obale na more na istoj geografskoj širini), treba spomenuti i dominantno značenje strujanja. U najtoplijem dijelu godine na zapadnu obalu Istre dolazi relativno svjež zrak s jadranske pučine, pa je broj vrućih dana na samoj obali relativno manji. Tek nešto dalje od obale taj se zrak jače zagrije, pa se u unutrašnjosti Istre povećava broj vrućih dana (a opet se smanjuje u reljefno višim unutrašnjim dijelovima Istre).

Najviše vrućih dana, ≥ 50 dana, ima u dolini Neretve, ali ne do same obale; izolinija od ≥ 50 vrućih dana je zatvorena! To je najbolji dokaz da maksimalne dnevne temperature u ljetnim mjesecima ovise o blizini mora; broj vrućih dana smanjuje se pod neposrednim utjecajem mora, a povećava se u nizinskim, krškim krajevima nekoliko kilometara dalje od obale. Izrazit primjer naglog slabljenja rashlađujućeg utjecaja mora, ali istodobno i velikog povećanja utjecaja kopna, dobiva se uspoređiva-



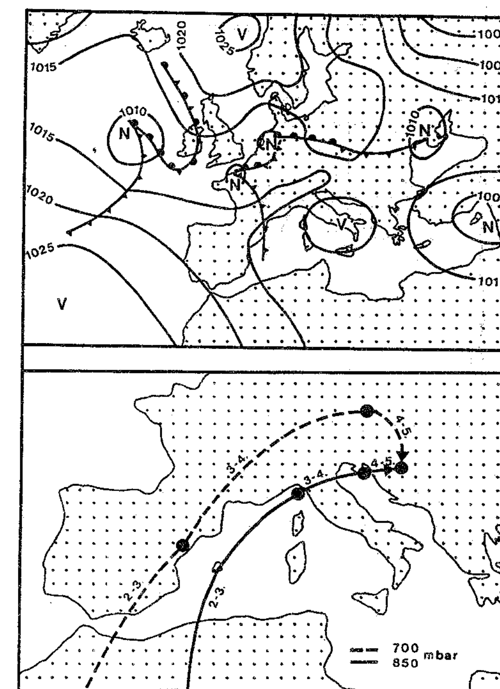
Sl. 392. Srednji broj vrućih dana; 1931.–1960. god. (Atlas klime SFRJ, Beograd, s. a.)

njem Dubrovnika (49 m) i postaje Grude (70 m), koja je od obale udaljena 2 km. Dubrovnik ima prosječno godišnje 18 vrućih dana, a Grude čak 31. Slični utjecaji očituju se u činjenici da u Rovinju ima 17 vrućih dana, u Biogradu (na moru) 33, u Makarskoj 42. Dalje prema jugoistoku nestaju otoci, pa se jače osjeća termički utjecaj Jadrana; zato npr. u Dubrovniku ima samo 18 vrućih dana.

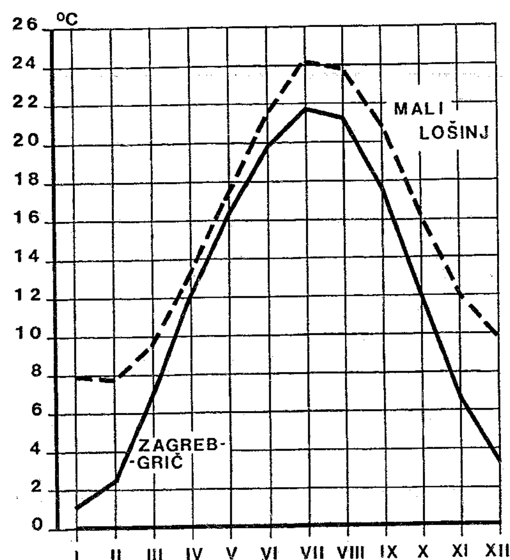
Sve su to srednje temperature dobivene iz višegodišnjih nizova. Bit će potrebno osvrnuti se i na apsolutne maksimalne temperature. One prilično ovise o lokalnim topografskim uvjetima, pa ih je potrebno poznavati da bi se stekla potpuna slika o temperaturnom režimu nekog mjesta. Budući da je naša zemlja relativno velika kad se promatra taj aspekt klime, odnosno da veliku važnost imaju lokalni uvjeti smještaja maksimalnih termometara, apsolutne maksimalne temperature zabilježene su u raznim godinama i u raznim datumima. S obzirom na prirodu postanka apsolutnih maksimalnih temperatura, očito je da će one biti najviše na jugu zemlje, ali i u jadranskom području nešto dalje od obale u riječnim dolinama i u konkavnim oblicima reljefa na niskoj nadmorskoj visini.

Bit će interesantno promotriti u kakvoj sinoptičkoj situaciji nastaju izuzetne vrućine u Hrvatskoj; za primjer ćemo uzeti vrlo vruć početak srpnja 1950. godine. Od polovice lipnja neprestano su bile visoke temperature da bi kulminirale 1 – 6.VII., kad su u više mjesta zabilježene apsolutne maksimalne temperature. Iz sinoptičke se karte vidi (sl. 393., gore) da se od istočnog Atlantika pred obalom sjeverne Afrike, Pirenejskog poluotoka i južne Francuske te u zapadnom Sredozemlju i južnoj Europi nalazila prostrana anticiklona. Od Grenlanda preko sjevernog Atlantika do zapadne i sjeverne Europe na polarnoj fronti bile su ciklone s padalinama, a nastavljale su se na polje niska tlaka od Sjevernog do Crnog mora. Pri takvoj raspodjeli tlaka nad srednjom Europom i Mediteranom dominirala je anticiklonska cirkulacija s pretežno vedrim vremenom, tj. preko sjeverozapadne Afrike i zapadnog Mediterana u naše je krajeve prodirao kontinentski tropski zrak (cT). Zrak je već topao došao iz izvorišnog područja, a zagrijavao se supsidencijom i intenzivnim zagrijavanjem od podloge u tijeku nekoliko vrlo vrućih dana. Ako se slijede trajektorije česti zraka na 700 hPa (oko 3 000 m), odnosno na 850 hPa (oko 1 500 m) od 2. do 5. VII., opaža se jugozapadna komponenta strujanja kao posljedica pritjecanja kontinentskoga tropskog zraka sve do naših krajeva. Osim visoke temperature, bila je zabilježena izuzetno niska relativna vlažnost.

U dosadašnjim je primjerima prikazana geografska raspodjela temperature u ekstremnim mjesecima. Da bismo je još bolje shvatili, uobičajeno je usporediti srednje mjesečne temperature, odnosno godišnje hodove temperature u pojedinim postajama. Takvom se usporedbom lakše može utvrditi razlika između njih nego analizom samo raspodjele toga vrlo važnoga klimatskog elementa u geografskom prostoru. Još zornija horizontalna raspodjela temperature bit će ako usporedimo godišnji hod temperature npr. na obali i u unutrašnjosti; za primjer ćemo uzeti Mali Lošinj i Zagreb (sl. 394.). Odmah se lako može uočiti spomenuti termički utjecaj Jadranskog mora, odnosno jačeg ohlađenja kontinentske unutrašnjosti u zimskim mjesecima. Srednja temperatura svih mjeseci veća je u Malom Lošinju nego u Zagrebu, ali te razlike nisu jednake u svim mjesecima. Razlike između zimskih mjeseci mnogo su veće nego između ljetnih; to je posljedica termičkog utjecaja Jadranskog mora (i Sredozemlja uopće), koje zimi vrlo efikasno zagrijava našu obalu, nasuprot kopnenoj unutrašnjosti koja se jako rashladi. Ljeti Jadransko more ne djeluje tako rashlađujuće, a u unutrašnjosti je veća naoblaka i pada više kiše, odnosno česta su zahlađenja (kao posljedica povremenih prodora hladnoga zraka), pa su ljetni mjeseci prosječno hladniji nego na moru. Još treba spomenuti da su jesenski mjeseci u Malom Lošinju topliji nego u Zagrebu. Ta je razlika veća nego u proljetnim mjesecima kad su razlike između Malog Lošinja i Zagreba neznatne. Posljedica je to sporijeg zagrijavanja Jadranskog mora u proljetnim mjesecima i obratno, u jesenskim mjesecima temperatura brže pada u kopnenoj unutrašnjosti nego na moru, koje tada oslobađa veliku količinu topline akumulirane u ljetnim mjesecima. Iz navedenih razlika proizlazi srednja godišnja amplituda temperature; ona u Malom Lošinju iznosi 16,4 °C, a u Zagrebu 20,5 °C. (Konačno, možemo upozoriti na jedan detalj. Najhladniji mjesec u Zagrebu je siječanj, a u Malom Lošinju veljača. Iako je razlika između veljače i siječnja u Malom Lošinju minimalna, 0,2 °C, ona ipak upućuje na poznato pravilo da se minimum u zimskim mjesecima pod utjecajem mora pojavljuje mjesec dana kasnije nego na kopnu. I u Lošinju je najtopliji mjesec srpanj, a to znači da je rashlađujući utjecaj Jadranskog mora relativno ma-



Sl. 393. Prizemna sinoptička situacija 5. VII. 1950. god. (Zentralanstalt f. Met. u. Geod., Wien) i trajektorija česti zraka od 2. do 5. VII. na oko 3 000 m (isprekidana crta) i na oko 1 500 m (B. Maksić; izvor: J. Pučnik, 1957.)



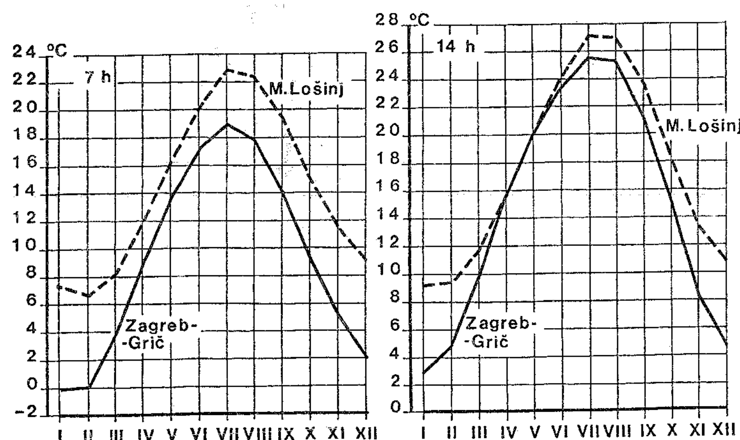
Sl. 394. Godišnji hod temperature u Zagrebu i Malom Lošinju (B. Kirigin i dr.: Klimatski podaci SR Hrvatske, razdoblje 1948.–1960. god., Zagreb, 1971.)

len, tj. nema pomaka maksimuma temperature na mjesec kasnije.)

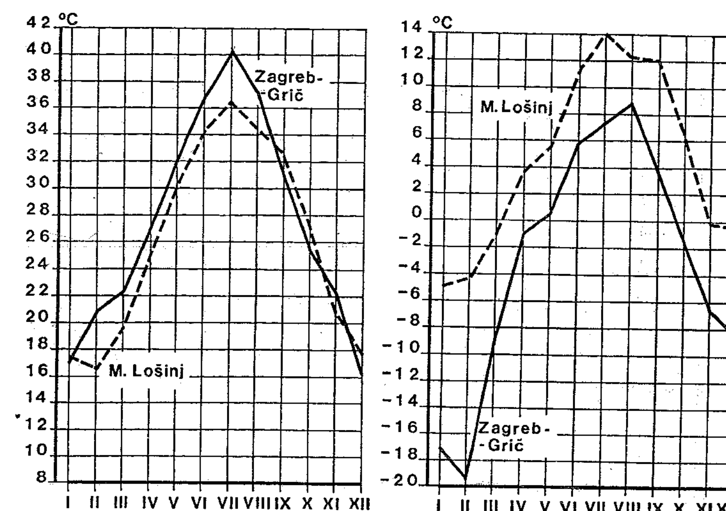
Srednje su mjesečne temperature prvi korak za upoznavanje temperaturnog režima. Još detaljniju informaciju daje analiza mjesečnih terminskih vrijednosti temperature u 7 i 14 h. Za primjer ćemo opet uzeti Zagreb i Mali Lošinj (sl. 395.). I u ovom će se primjeru istaknuti poznata različita termička svojstva kopna i mora. U svim je mjesecima srednja temperatura u 7 h viša u Malom Lošinju nego u Zagrebu, ali su te razlike u raznim mjesecima različite. Očito je da je Mali Lošinj u 7 h prosječno mnogo topliji od Zagreba; zimi, u jesen i ljeti više (više zimi nego ljeti), a ta je razlika najmanja u proljeće. Znamo da je noćno ohlađivanje mnogo jače u kopnenoj unutrašnjosti nego na obali pod utjecajem mora. Prema tome, relativno visoka jutarnja temperatura glavni je uzrok općenito viših mjesečnih temperatura na moru nego na kopnu.

Radi potpunijeg upoznavanja temperaturnog režima korisno je promotriti srednje mjesečne temperature u 14 h, opet na istim postajama (sl. 395., desno). Ovog se puta ne može reći da su baš svi mjeseci topliji u Malom Lošinju nego u Zagrebu; izuzetak su travanj i svibanj, koji su u 14 h jednako topli u obje postaje. Više nego ujutro izraženo je diferencirano zagrijavanje kopna i mora. U proljetnim mjesecima i početkom ljeta u 14 h postoji minimalna razlika zato što se kopno brzo zagrijava, a more zaostaje u tom procesu. U svim je ostalim mjesecima Mali Lošinj u 14 h prosječno topliji od Zagreba, ali ne jednako. Ta je razlika najmanja u ljetnim i jesenskim mjesecima, a najveća je krajem jeseni i u zimskim mjesecima. Posljedica je to prije svega termičkog utjecaja Jadrana (i Sredozemlja uopće) ali i jače globalne radijacije, jer je ona u Zagrebu pod utjecajem povećane naoblake smanjena, a na Jadranu često postoje poznate, vrlo ugodne vedrine.

Definitivnu informaciju o temperaturnom režimu možemo dobiti upoznavanjem apsolutnih mjesečnih minimuma i maksimuma temperature. Da bi naš prikaz bio kompletan, opet smo uzeli Zagreb i Mali Lošinj (sl. 396.). Razmotrimo najprije apsolutne maksimalne temperature u pojedinim mjesecima. Interesantno je da je u većini mjeseci apsolutna maksimalna temperatura zraka bila viša u Zagrebu nego u Malom Lošinju! To je posve logično kad znamo u kojim uvjetima nastaju apsolutni maksi-



Sl. 395. Srednje mjesečne terminske vrijednosti temperature u 7 i 14 h u Zagrebu i Malom Lošinju (1948.–1960. god.)

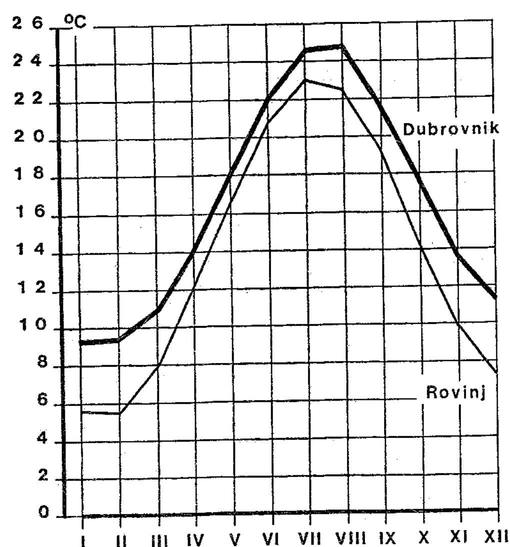


Sl. 396. Apsolutni mjesečni maksimumi, lijevo, i minimumi temperature, desno, u Zagrebu i Malom Lošinju (1948.–1960. god.)

mumi, odnosno baš je u takvim primjerima direktno izražena priroda podloge. Razlika u jesenskim mjesecima je malena, a veća je u proljetnim mjesecima i krajem zime kad je najviše izražen rashlađujući utjecaj mora, a unutrašnjost se – ako nema snijega – u stanovitim uvjetima može jako zagrijati. Osobito velike razlike postoje u ljetnim mjesecima kada su u Zagrebu zabilježene mnogo više apsolutne maksimalne temperature nego u Malom Lošinju. Tako je u Malom Lošinju 6. VII. 1952. zabilježena temperatura 36,5 °C, a u Zagrebu je 5. VII. 1950. zabilježeno 40,3 °C. U tom se primjeru vrlo zorno očituje rashlađujući utjecaj mora za vrijeme najvećih vrućina.

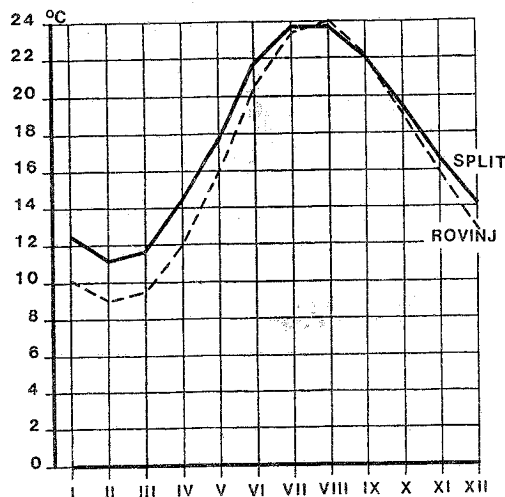
Apsolutne mjesečne minimalne temperature (sl. 396.) onakve su kakve se mogu očekivati; u svakome mjesecu apsolutne minimalne temperature u Zagrebu bile su niže nego u Malom Lošinju. Razlike između njih su manje u proljetnim mjesecima, veće u ljetnim i jesenskim, a najveće zimi. Iz toga proizlazi da su i apsolutne minimalne temperature bile mnogo niže u Zagrebu nego u Malom Lošinju. Iz grafikona se vidi da apsolutne minimalne temperature u svim mjesecima mogu biti vrlo niske. Tako je jednog dana u srpnju u Zagrebu temperatura pala na 7,3 °C, a u Malom Lošinju na 13,9 °C, a to su neugodno niske temperature za te mjesece. U Malom Lošinju zabilježena je 25. I. 1954. temperatura –5 °C, a u Zagrebu je 16. II. 1956. temperatura pala na –19,4 °C (dan poslije, 17. II. 1956., u Zagreb-Maksimiru bilo je –27,3 °C).

Utjecaj geografske širine i kontinentalnosti korisno je promotriti i na samome Jadranskome moru, kako bi se još više istakao utjecaj razlike između njegova sjevernog dijela, koji je pod velikim utjecajem kopna sjeverno od njega, i južnog dijela, gdje su ti utjecaji mnogo slabiji. Sve ćemo karakteristike upoznati usporedbom srednjih mjesečnih temperatura zraka u Rovinju i Dubrovniku (sl. 397.). U skladu s raspodjelom globalne radijacije srednja temperatura svih mjeseci raste od sjevera prema jugu. Odmah se vidi da su svi mjeseci topliji na južnom nego na sjevernom Jadranu. Ta je razlika manja u toplim nego u hladnim mjesecima. Najmanje su razlike u proljetnim mjesecima kad je cijeli Jadran još relativno hladan i sporo se zagrijava, sporije od kopna. Utjecaj kopna najviše se očituje usred zime, pa se vidi da je razlika najveća od prosinca do veljače. Ljetni mjeseci na južnom Jadranu nisu toliko topliji od onih na sjevernom Jadranu, koliko je zimi sjeverni Jadran hladniji od južnoga. Klimatska je ugodnost južnog Jadrana prije svega posljedica toplije zime (sjetimo se samo Hvara). Različita fizička svojstva vode i kopna odražavaju se u činjenici da je razlika između jesenskih mjeseci veća nego u proljetnim mjesecima, jer je Dubrovnik pod utjecajem velike mase tople vode u južnom Jadranu. (Spomenut ćemo detalj da je najtopliji mjesec u Dubrovniku kolovoz, a najhladniji je mjesec u Rovinju veljača. Te su razlike malene, pa se tek naslućuje diferencirani utjecaj mora i kopna.) U vezi s godišnjim hodom temperature zraka možemo spomenuti i srednju godišnju amplitudu. Ona u Rovinju iznosi 17,5 °C, a u Dubrovniku 15,5 °C. To je najbolja potvrda činjenice da je godišnja amplituda temperature veća na sjevernom nego na južnom Jadranu, a posljedica je veličine temperature zimskih mjeseci.



Sl. 397. Godišnji hod temperature zraka u Rovinju i Dubrovniku (1948.–1960. god.)

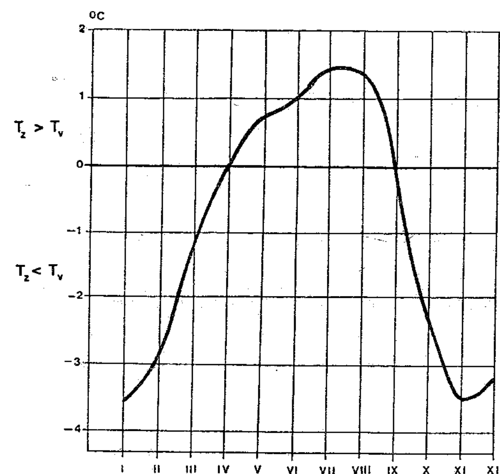
Razlika u temperaturi zraka između sjevernog i južnog Jadrana djelomično je posljedica temperaturnog režima morske vode. Da bi se te razlike lakše protumačile, usporedit ćemo srednje mjesečne temperature morske vode u Splitu i Rovinju (sl. 398.); iako se u klimatološkim i srodnim studijama preporučuje uspoređivanje vrijednosti iz istog razdoblja, ipak nećemo moći udovoljiti tom zahtjevu.



Sl. 398. Godišnji hod temperature površine mora u Splitu, 1951.–1966. god., i Rovinju, 1920.–1944. god. (M. Zorè-Armanda, 1978.)

Budući da je riječ o temperaturi morske vode, čija je godišnja amplituda manja od amplitude temperature zraka, grafovi pokazuju očekivanu toliku pravilnost da ćemo prikazati i taj interesantan problem. Najprije se moramo prisjetiti da je sjeverni Jadran plitak i da ima manje slanu vodu (pritječanje slatke vode iz sjeverne Italije) od južnog Jadrana, koji je usto i mnogo dublji. Jadransko je more zapravo veliki zaljev između Apeninskog i Balkanskog poluotoka, odnosno jugoistočne Europe. Zato je Jadransko more kontinentskije (ili manje maritimno) od Sredozemnog mora. Zajedničkim djelovanjem tih faktora temperatura površine mora zimi je u plićem sjevernom Jadranu (Rovinj) niža nego u dubljem srednjem (Split) i južnom Jadranu. Osim dubine važna je činjenica da topla voda zimi pritječe u Jadran s juga, pa se ona – kako je toplija od zraka iznad nje – na svom putu ohladi i do sjevernog Jadrana stigne znatno ohlađena. Treba dodati i češće i intenzivnije prodore hladna zraka na sjevernom nego na južnom Jadranu, a to utječe i na velik gubitak topline iz mora. Termička tromost mora očituje se u mnogo nižoj temperaturi površine mora u veljači nego u siječnju. Još više, temperatura površine mora čak je i u ožujku niža nego u siječnju. Ljeti je raspodjela temperature naoko neočekivana – obrnuta! Temperatura površine mora ista je ili je čak i nešto viša u sjevernom nego u srednjem i južnom Jadranu. Plitki sjeverni Jadran toliko se zagrije pa nema mogućnosti da iz dubine izbije hladna voda koja bi miješanjem snižavala temperaturu površinskog sloja. Tako je sjeverni Jadran – usprkos višoj geografskoj širini, usprkos manjoj globalnoj radijaciji, usprkos češćim prodorima hladnog (ili svježega) maritimnog zraka nego na južnom Jadranu – jednako topao kao i on. Razlike između obiju postaja mnogo su manje u jesenskim nego u proljetnim mjesecima.

Da bismo što potpunije razumjeli termički režim, odnosno termički utjecaj kopna i mora, treba razmotriti i odnos temperature morske površine i temperature zraka iznad nje. Kako to izgleda u tijeku cijele godine u Splitu prikazano je na sl. 399. Naime, odnos temperature površine mora i zraka iznad njega vrlo je važan za transformaciju zračnih masa. Stabilnost ili labilnost zračne mase nad morskim prostranstvima ovisi o odnosu temperature donjih slojeva zraka i o temperaturi površine mora ispod njih. Od svibnja do kolovoza, pa i većeg dijela rujna, zrak je topliji od vode (ili obratno, voda je hladnija od zraka), a od listopada do ožujka, odnosno do početka travnja voda je toplija od zraka. Prema tome, od kraja rujna do travnja zrak će se zagrijavati od podloge, od mora, labilizirat će se. U

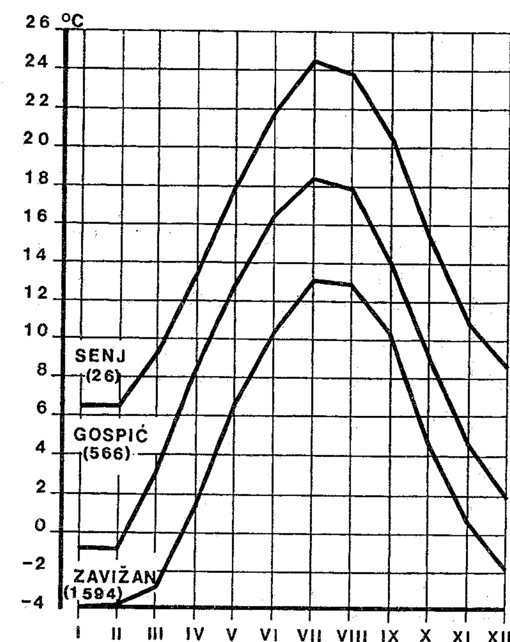


Sl. 399. Razlika između temperature zraka (Tz) i temperature mora (Tv) u Splitu, rt Marjan; 10-godišnji srednjaci iz razdoblja 1951.–1960. god. (M. Zorè-Armanda, 1978.)

takvim uvjetima vjetar s mora (npr. jugo) djeluje kao topao vjetar. Suprotno tome, od početka travnja do početka rujna zrak se više zagrije nego more, pa će more (u mjesečnom prosjeku) hladiti donje slojeve zraka, stabilizirat će ih. Vjetar koji puše s mora na kopno djeluje rashlađujuće.

U biti slično postoji i u dnevnom ciklusu. Noću se morska površina manje ohladi od zraka iznad nje, ili pak ostane toplija od zraka koji prodre s kopna. Ako ohlađivanje vode i zraka prijeđe određene granice, onda atmosfera postaje labilna, odnosno nastaju uvjeti za noćne nepogode. Obratno je danju. Ako more ostane hladnije od zraka iznad njega, nastaju uvjeti za stabilizaciju zraka. Međutim, ako nastaje nagla advekcija hladnog zraka s kopna, onda i usred dana more ostane toplije od zraka, a to uzrokuje labilizaciju atmosfere. Tako nastaju danje nepogode i u ljetnim mjesecima. Ako brzina vjetra s kopna prijeđe neku određenu granicu, a osim toga vjetar puše okomito na opće pružanje obale, onda takav vjetar (npr. bura) otpuhuje toplu površinsku vodu na pučinu, a iz dubine izvire vrlo hladna voda koja tako rashlađuje odnosno stabilizira donje slojeve atmosfere.

Nastavit ćemo s još jednim problemom, s vertikalnom raspodjelom temperature. Znatan je dio naše zemlje brdovit i planinski, pa je zakonomjernost vertikalne promjene temperature u našim krajevima potpuno praktično izražena. To je teško dokučiti promatranjem karata horizontalne raspodjele temperature, pa će biti korisno usporediti godišnje hodove temperature na postajama s različitom nad-

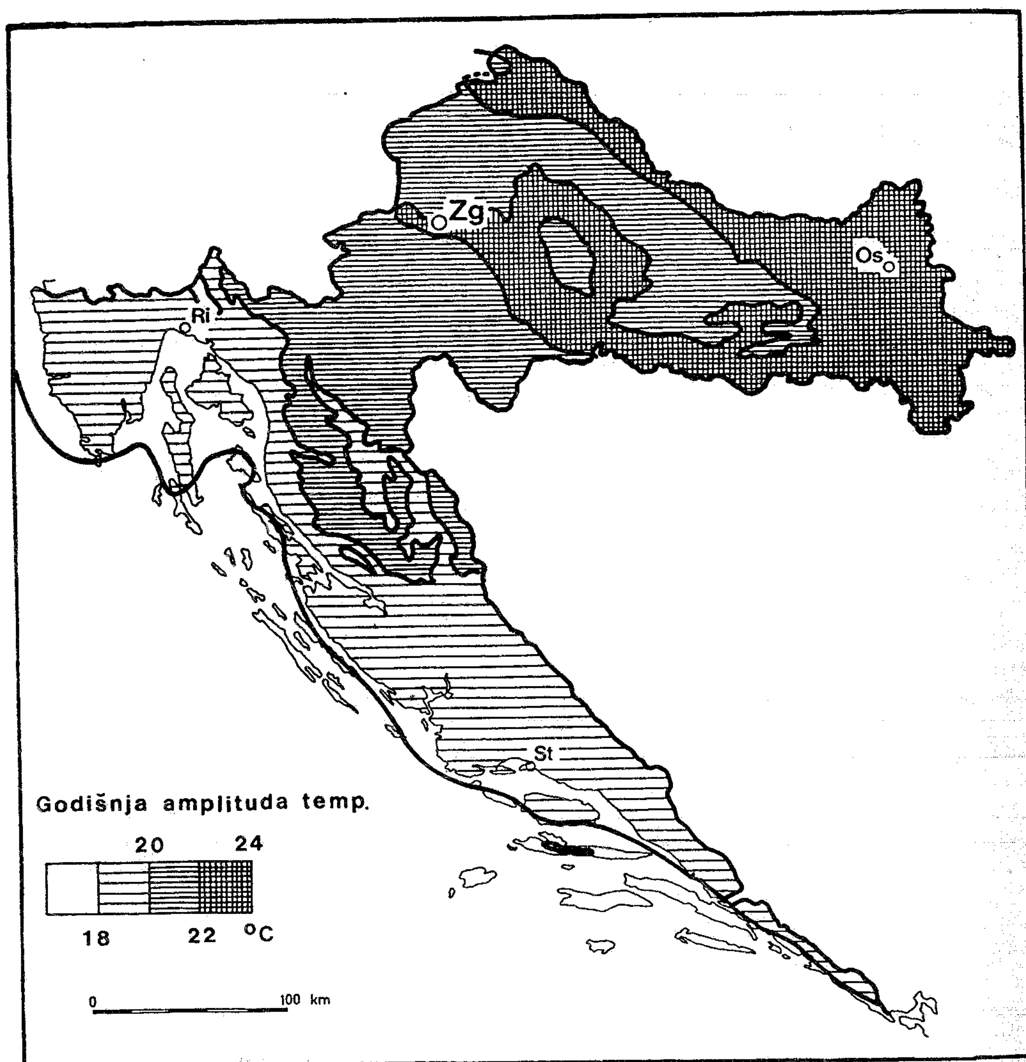


Sl. 400. Godišnji hod temperature u Senju, Gospiću i Zavižanu (u zagradi nadmorska visina); razdoblje 1948.–1960. god.

morskom visinom. Za primjer ćemo uzeti Senj (na obali mora), Gospić (na dnu polja u kršu) i Zavižan (na Velebitu); prednost tog prikaza je i u tome što se sve tri postaje nalaze blizu (sl. 400.). Odmah se može utvrditi opća zakonitost, a ta je da porastom nadmorske visine opada srednja mjesečna temperatura, i to u svim mjesecima. Pozornijim motrenjem grafova mogu se otkriti još neki detalji. Razlika između Senja i Gospića u srpnju iznosi 6,3 °C, a u siječnju 7,3 °C; u tome se odražava termički utjecaj Jadrana u Senju, a konkavnog reljefa u Gospiću. U siječnju je Zavižan za 3,2 °C hladniji od Gospića, a u srpnju za 5,3 °C, jer se Gospić ljeti relativno jako zagrije. Srednja godišnja amplituda u Senju iznosi 18 °C, a u Gospiću 19,3 °C. Na Zavižanu, koji se nalazi pod jakim utjecajem temperaturnog režima u slobodnoj atmosferi, srednja godišnja amplituda pada na 17,2 °C. Prema tome, godišnja amplituda temperature smanjuje se na obali Jadranskog mora i na velikim nadmorskim visinama, a povećava se u kontinentskoj unutrašnjosti, osobito u reljefno živu kraju (najviše u konkavnim oblicima reljefa, na dnu polja u kršu i u riječnim dolinama).

4.2.2.2. GODIŠNJA AMPLITUDA TEMPERATURE.

Iz raspodjele siječanjske i srpanjske temperature zaključuje se da se *godišnje amplitude* po-



Sl. 401. Raspodjela srednje godišnje amplitude temperature izračunate od stvarnih siječanjskih i srpanjskih temperatura (Atlas klime SFR Jugoslavije, Beograd, s. a.)

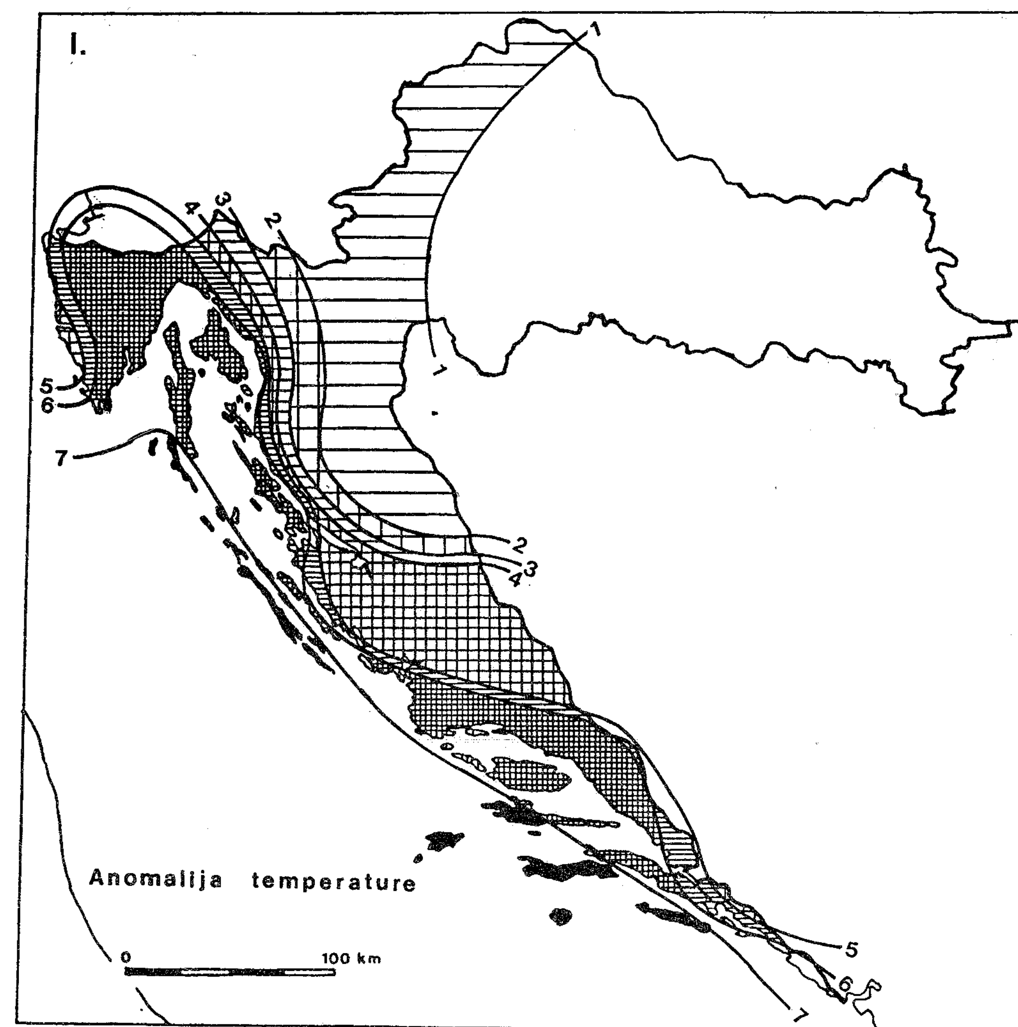
većavaju od južnog Jadrana prema sjevernome, odnosno od obale prema unutrašnjosti (sl. 401.). Budući da se izoamplitude izračunavaju od srednjih mjesečnih temperatura, može se objasniti zašto u pružanju izoamplituda preteže generalni smjer od sjeverozapada prema jugoistoku, paralelno s općim pružanjem naše obale.

Veličine godišnjih amplituda temperature neposredno su mjerilo za stupanj kontinentalnosti; W. Gorcziński (1918.) uzima da su godišnje amplitude od 10 – 25 °C karakteristika prijelaznoga maritimnoga temperaturnog režima (u toj je zoni cijela Hrvatska), amplitude veće od 25 °C upućuju na kontinentski temperaturni režim. Zato se amplitude povećavaju od jugozapada prema sjeveroistoku naše zemlje.

Godišnja amplituda temperature opada s porastom nadmorske visine, ali nipošto ne postoji jedinstven, kontinuirani pad temperature sa smanjenjem visine. (Tako, npr., u sjevernom Hrvatskom primorju godišnja amplituda temperature raste do oko 650 m, a iznad toga normalno opada. To znači da je u najnižim slojevima troposfere termički utjecaj Jadranskog mora veći, pa je u tim slojevima i godišnja

amplituda temperature manja. Na oko 650 m taj se utjecaj smanjuje i počinje opadanje amplitude s porastom visine. Godišnja amplituda bitno ovisi o tome nalazi li se postaja duboko u dolini ili kotlini, ili pak u širokoj dolini, na padini ili na planinskom vrhu, jer o svemu tome ovisi i stvarna temperatura. Godišnja amplituda raste od zapada prema istoku i od obale prema unutrašnjosti. Interesantno je to što je godišnja amplituda u Lici veća nego u okolnom području, zbog konkavnosti reljefa (Gospić 20,7 °C, Plitvički Ljeskovac 19,6 °C, Sveti Mihovil 19,8 °C). Slično je, u stvari, i u svim ostalim konkavnim reljefnim oblicima. Na visokim planinama godišnja je amplituda temperature podjednaka kao i na obali (Zavižan 18,0 °C, Zadar 18,3 °C). S udaljavanjem od obale amplituda je još manja (Hvar 16,5 °C). Najveće su amplitude u istočnoj Hrvatskoj (Osijek 23,0 °C).

4.2.2.3. **ANOMALIJA TEMPERATURE.** Korisna informacija o termičkim osobinama neke zemlje, koje proizlaze samo iz geografske raspodjele kopna i mora, može se dobiti metodom izanomala; na sl. 402. i 403. prikazana je veličina *anomalije temperature* u Hrvatskoj. Tom se metodom eliminira utjecaj reljefa na raspodjelu temperature. Konstrukcija izanomala u Hrvatskoj posebno je interesantna jer se nalazimo u prijelaznom pojasu između



Sl. 402. Anomalija temperature u siječnju; 1931.–1960. god. (A. Filipčić, 1994.)

maritimnog i kontinentskog termičkog utjecaja. Da podsjetimo, (srednja) anomalija jest razlika između reducirane srednje temperature neke postaje i srednje temperature paralele na kojoj se ta postaja nalazi

$$\bar{a} = \bar{T} - \bar{T}_{\varphi}.$$

Anomalija je mjera kontinentalnosti, odnosno maritimnosti klime, a izanomala od 0 °C, (tzv. »termička normala«) odvaja maritimna od kontinentskih područja.

Uspoređujući obje karte, opaža se da niti na jednoj nema »termičke normale«. To znači da je prema tom kriteriju cijela Hrvatska maritimna. Nije, naime, bitan samo utjecaj Jadranskog mora na anomaliju. Izuzetno je važan položaj Hrvatske na europskom poluotoku koji duboko zalazi u Atlantik. Prema tome, prema objektivnom klimatološkom kriteriju, ne bi bilo sasvim točno reći da je unutrašnjost Hrvatske kontinentska. Unutrašnjost je samo kontinentskija od primorja, odnosno, manje je maritimna.

Unutrašnjost Hrvatske najmanje je maritimna u *siječnju* (sl. 402.). U hladnom dijelu godine najveće su razlike u anomaliji između obale i unutrašnjosti. Cijeli panonski i veći dio peripanonskog prostora imaju anomaliju manju od 1,5 °C. To je zapravo onaj prostor koji je reljefno otvoren prema sjeveru i sjeveroistoku, što omogućuje advekciju hladna zraka. Izanomale su najgušće u gorskoj Hrvatskoj jer tu maritimni utjecaj naglo raste, a kontinentski slabi. Najveću anomaliju, veću od 7 °C imaju vanjski otoci, jer na njih more utječe najjače. Termičkom utjecaju samoga Jadranskog mora valja pridodati i toplu advekciju iz južnijih geografskih širina. Izanomale su sve do sjevernog Jadrana gotovo paralelne s obalom. Izuzetak su izanomale od 2 °C, 3 °C, i 4 °C koje skreću sjevernije od Bukovice u unutrašnjost. Time između izanomala od 4 °C i 5 °C, u zaleđu sjeverne i dijelom srednje Dalmacije nastaje hladnije područje (kao i kod reduciranih temperatura). Sjeverna Dalmacija prekida toplo područje između izanomala od 6 °C i 7 °C. S druge su pak strane Istra i Kvarner, srednja i manjim dijelom južna Dalmacija pod direktnim utjecajem juga s kojim dolazi modificirani kontinentski tropski zrak. U sjevernom se Jadranu izanomale od 6 °C i 5 °C nastavljaju pružati u unutrašnjost, a vraćaju se duž zapadne obale Istre, tj. zapadna obala ima nešto manju anomaliju od ostalog dijela Istre. Na takvo pružanje izanomala zimi utječe hladna Padska nizina, pa zapadna obala Istre pripada istočnom rubu toga nešto hladnijeg prostora.

U *srpanjskom* prosjeku (sl. 403.) razlika u anomaliji između obale i unutrašnjosti nije tako velika kao u siječnju. Panonska zavala, peripanonski rub i dio gorske Hrvatske imaju anomaliju između 2 °C i 3 °C. Dakle, u toplom dijelu godine anomalija u unutrašnjosti manja je nego u širem obalnom pojasu, jer je Jadransko more premalo da bi ljeti bitno djelovalo rashlađujuće. Štoviše, na krajnjem jugu Hrvatske, nad Jadranskim morem, anomalija je nešto veća nego u najvećem dijelu unutrašnjosti. Najveću anomaliju, veću od 5 °C, imaju kvarnerski otoci koji kao cjelina povisuju temperaturu tog prostora. Obala i zaleđe (osim južne Dalmacije) nalaze se uglavnom unutar izanomale od 4 °C. Od sjevernog prema južnom Jadranu anomalija se smanjuje. U tom se smjeru povećava maritimnost jer se sve više približujemo Sredozemnome moru čiji istočni dio u srpnju ima negativnu anomaliju (E. S. Rubinštejn, 1953.). Budući da su vrlo česte pogrešne interpretacije, valja upozoriti da maritimnost nije uvijek vezana uz više temperature. S povećanjem maritimnosti temperature mogu i padati i rasti, ovisno o godišnjem dobu.



Sl. 403. Anomalija temperature u srpnju; 1931.–1960. god. (A. Filipčić, 1994.)

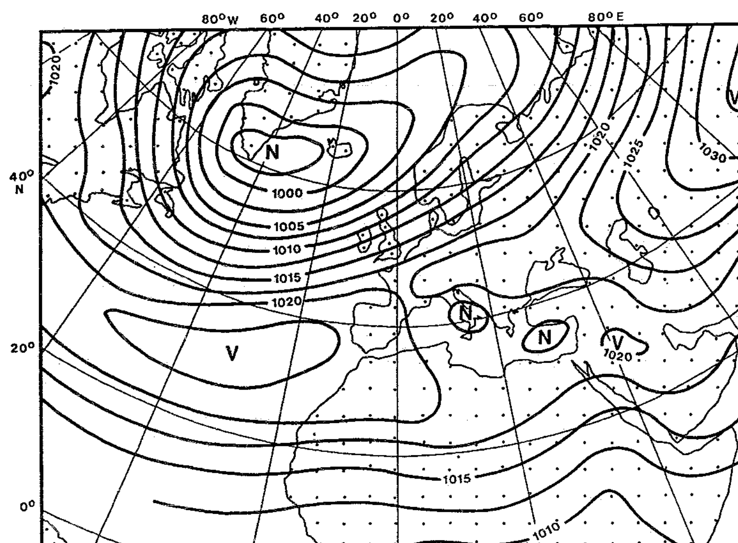
4.3. CIRKULACIJA ZRAKA

4.3.1. SREDNJA RASPODJELA TLAKA ZRAKA

Prvi korak u upoznavanju cirkulacije atmosfere u nekom dijelu svijeta jest srednja raspodjela tlaka; prema običaju, i mi ćemo promotriti srednju raspodjelu tlaka u siječnju i srpnju, u mjesecima koji su najbolji predstavnici zimske i ljetne raspodjele tlaka. U svim ostalim mjesecima postoji u biti slična raspodjela kao i u izabranim primjerima. Raspodjela tlaka i u nekoj većoj zemlji, a da ne govorimo o relativno malenoj Hrvatskoj, ne može se razumjeti ako se ne »zahvati« mnogo šire područje od te zemlje. Tako moramo učiniti i u našem slučaju; promotrit ćemo raspodjelu tlaka u onom dijelu sjeverne hemisfere koji je direktno važan za raspodjelu tlaka u Hrvatskoj.

Najprije se moramo prisjetiti što je rečeno o shematskoj raspodjeli tlaka na Zemlji, a što je potrebno znati da se razumije raspodjela tlaka u našoj zemlji. U tropima se nalazi polje niska tlaka, koje u suptropskim širinama prelazi u suptropski pojas visoka tlaka. Sjevernije od njega prelazi se u subpolarni pojas niska tlaka, a u arktičkim širinama prelazi se u polje visoka tlaka. Postojanje kontinenata i oceana, odnosno mora, u biti je uzrok stanične strukture spomenutih pojasa tlaka, pa tako nastaju akcijski centri. Važno je spomenuti migriranje pojasa tlaka »za suncem« i njihovo sezonsko jačanje ili slabljenje. U našem slučaju odmah treba istaknuti činjenicu da je diferencirano zagrijavanje i hlađenje kontinenata uzrok postanka sezonskih akcijskih centara u našem prostoru.

Važnost pojedinih akcijskih centara najbolje ćemo uočiti ako najprije usporedimo srednju raspodjelu tlaka u siječnju (sl. 404.) s raspodjelom tlaka u srpnju (sl. 405.). Odmah treba upozoriti na bitnu, najvažniju karakteristiku: horizontalni gradijent tlaka veći je zimi nego ljeti, a to se vidi po većoj gustoći izobara u siječnju nego u srpnju. To je posljedica većega horizontalnoga gradijenta temperature, posljedica diferenciranog zagrijavanja kopna i mora. Analizom obiju karata možemo dalje utvrditi sljedeću važnu karakteristiku, a to je: a) da je raspodjela tlaka nad Atlantskim oceanom cijele godine u

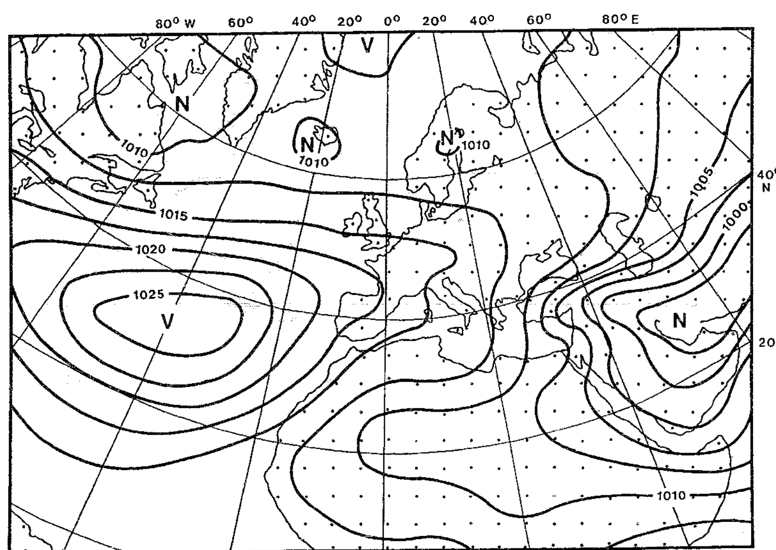


Sl. 404. Srednji tlak zraka u siječnju (hPa) (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

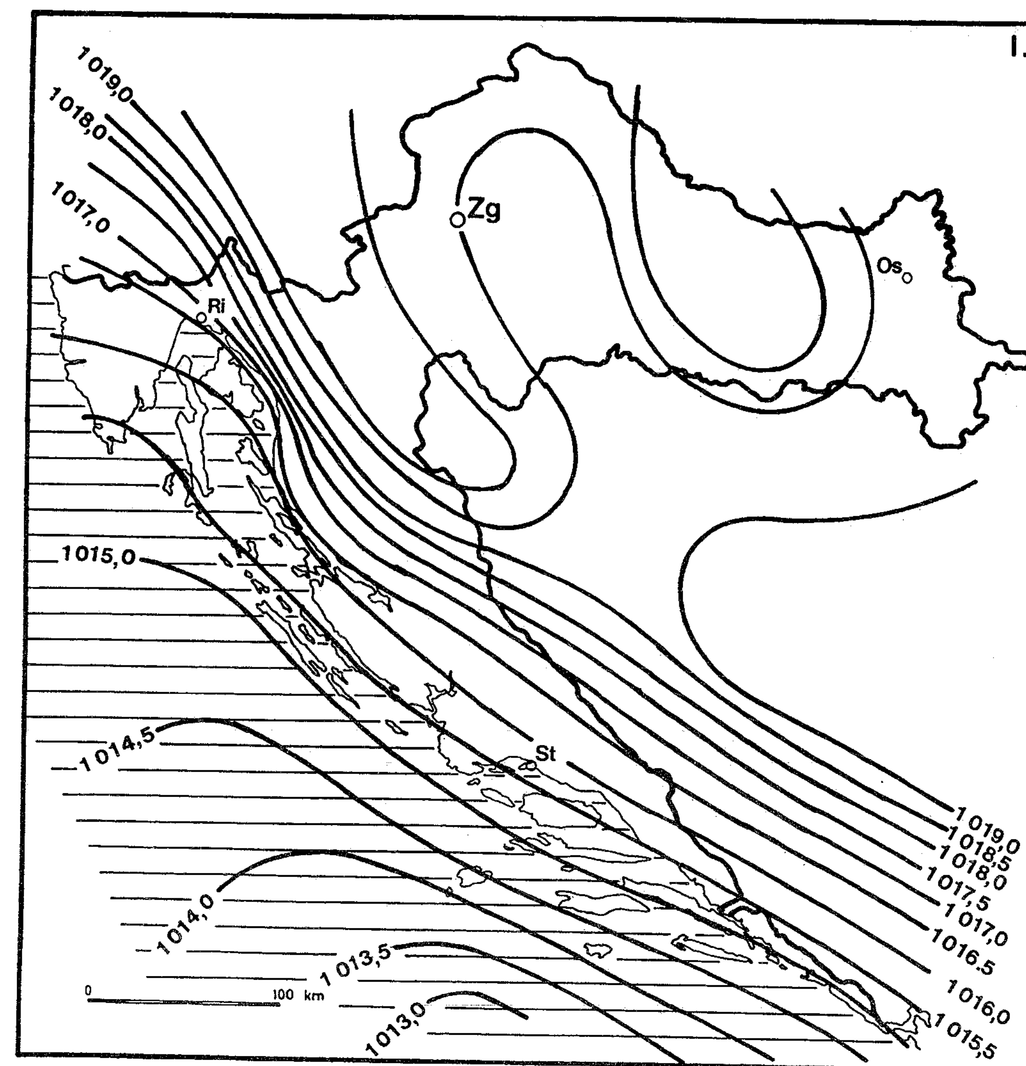
biti slična i b) suprotno tome, nad kontinentima je raspodjela tlaka u siječnju bitno drukčija nego u srpnju. Nad Atlantikom cijele godine postoje tri akcijska centra koja su bitna za raspodjelu tlaka nad Hrvatskom. Prvo je azorski maksimum. Sjeverno od njega je islandski minimum, a još dalje na sjeveru je polje visoka tlaka nad uvijek relativno hladnim Arktikom. Nad kontinentima je raspodjela tlaka mnogo kompliciranija. Ljeti se nad njima nalazi prostrano polje niskog tlaka (termički uzrokovano), a zimi je suprotno; nad Azijom je golemo termički uzrokovano polje visokog tlaka.

U *siječnju* (sl. 404.) odmah se uočava azorski maksimum, čiji greben prodire u sjevernu Afriku. Daleko na istoku i sjeveroistoku od njega nalazi se sibirski maksimum, čiji greben preko hladne jugoistočne Europe prodire daleko na zapad. To polje visokog tlaka posebno je važno za cirkulaciju u našim krajevima! Dakle, važno je da se u najhladnijem dijelu godine preko srednje i južne Europe spajaju azorski i sibirski maksimum u jedinstven golem pojas visokog tlaka (ne zaboravimo da je tako samo u prosjeku!). Od tog pojasa visokog tlaka tlak opada prema jugu i sjeveru. Na sjeveru, nad sjevernim Atlantikom, nalazi se maksimalno razvijen islandski minimum s centrom između Islanda i južnoga Grenlanda. Na jugu se nalazi drugo, doduše pliće, polje niskog tlaka nad Sredozemljem (koje je zapravo nastavak polja niskog tlaka nad Afrikom), koje nastaje nad relativno toplim morem, a važno je za cirkulaciju u našoj zemlji. Budući da je Sredozemlje nehomogeno, tj. ima prilično relativno velikih poluotoka, u polju niska tlaka ističu se dvije stanice još nižeg tlaka; centar zapadne je nad Italijom i Jadranskim morem (to je tzv. đenovska ciklona, ili bolje: đenovski minimum), a centar istočne je u istočnom Mediteranu između Cipra i južne Turske (ciparska ciklona ili minimum). Golemo polje niskog tlaka nad sjevernim Atlantikom odvojeno je od polja niskog tlaka nad Sredozemljem »mostom« visokog tlaka (baričko sedlo) između azorskog i sibirskog maksimuma.

U *srpnju* (sl. 405.) raspodjela tlaka je bitno drukčija. Azorski maksimum silno ojača, i što je za nas još važnije, pomakne se na sjever, a njegov greben prodre na sjeveroistok i zahvati čitavo zapadno Sredozemlje. Zbog jakog zagrijavanja kontinentske unutrašnjosti, sibirski maksimum posve nestane, a cijela Azija i sjeverna Afrika nalaze se u polju niskog tlaka sa centrom u južnoj Aziji, od Arapsko-



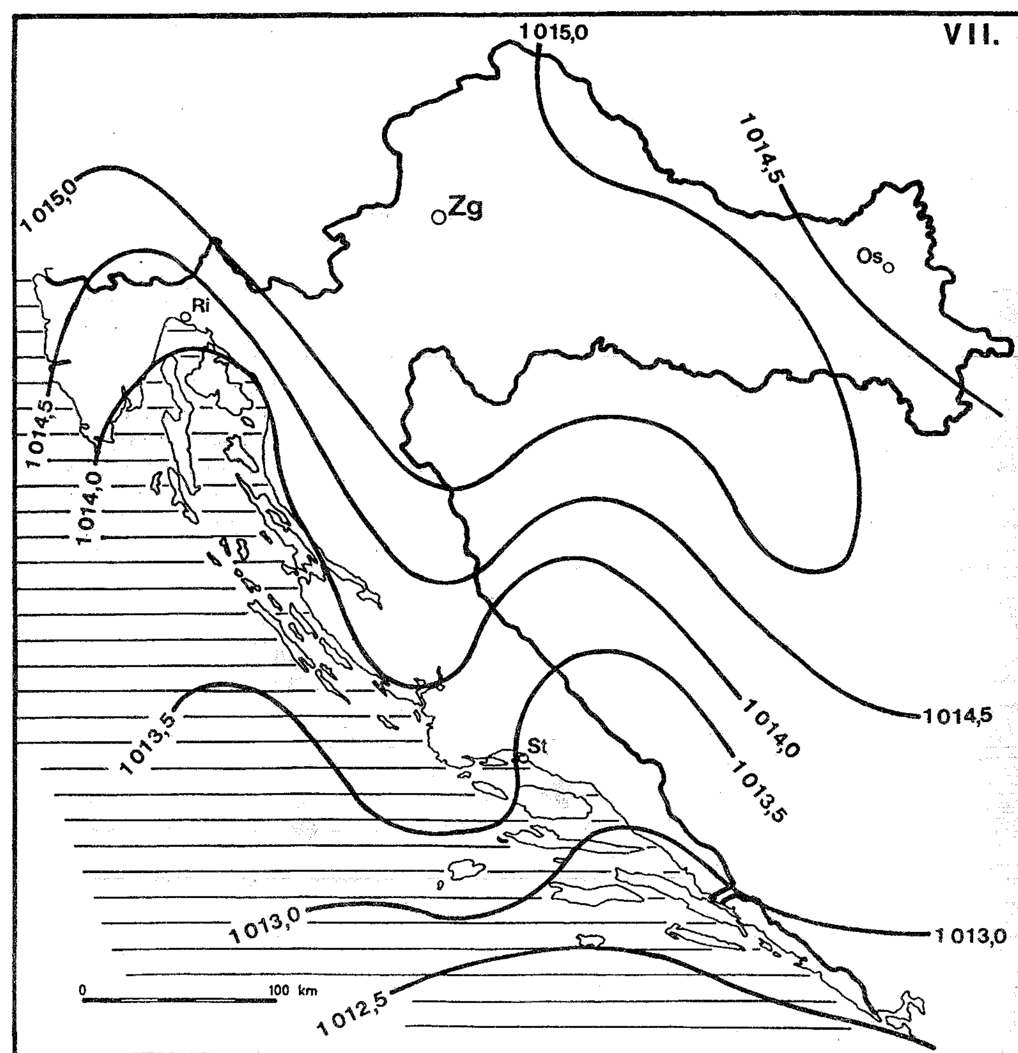
Sl. 405. Srednji tlak zraka u srpnju (hPa) (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)



Sl. 406. Srednje izobare na razini mora u siječnju; 10-god. srednjaci 1949.–1958. god. (B. Penzar, 1977. b)

perzijskog zaljeva do sjeverne Indije. Horizontalni gradijent tlaka usmjeren je od zapada, preko naše zemlje, na istok. Islandski minimum je bitno oslabio, ali se ipak očuvalo prostrano polje niskog tlaka od arktičke Kanade preko Islanda i najsjevernijeg dijela Atlantika do Skandinavije. Za nas je važna činjenica da se polje visokog tlaka nad Arktikom pomaklo prema Islandu. Važan je detalj da Sredozemno more manje utječe na hemisfersku raspodjelu tlaka u srpnju nego u siječnju. U srpnju, odnosno ljeti uopće, u baričkom polju nad Mediteranom nema promjena koje bi se mogle usporediti s njegovim utjecajem u siječnju (i zimi uopće), a svodi se na činjenicu da je zimi Sredozemno more toplije od zraka koji dolazi sa sjeverozapada i sjeveroistoka (mP, cP), pa se te zračne mase tu labiliziraju. Sve to prikazuju samo prosječna stanja, odnosno srednju raspodjelu tlaka. Raspodjela tlaka u kraćim vremenskim razdobljima mnogo je komplicirania, a u našim se krajevima u biti svodi na smjenu ciklona i anticiklona. Srednja raspodjela tlaka rezultat je smjene ciklona i anticiklona.

Tlak zraka je izuzetno važan, pa ćemo upoznati neke detalje nad samom Hrvatskom. Horizontalna

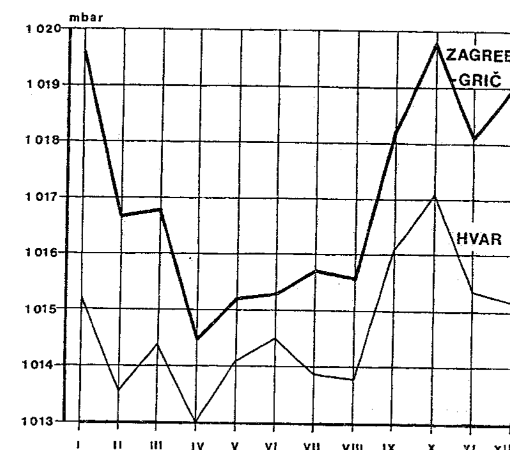


Sl. 407. Srednje izobare na razini mora u srpnju; 10-god. srednjaci 1949.–1958. god. (B. Penzar, 1977. b)

raspodjela tlaka u *siječnju* (sl. 406.) reprezentant je zimske raspodjele tlaka. Odmah se opaža velika gustoća izobara u širem obalnom pojasu, a mnogo su rjeđe na moru i u unutrašnjosti. Isto se tako jasno uočava paralelno pružanje izobara u skladu s pružanjem obale i osi Jadranskog mora. Tlak je najniži nad Jadranskim morem. Idući od mora u kopno tlak zraka raste zbog približavanja ogranku visokoga tlaka koji se nalazi nad Alpama. Taj se ogranak u obliku grebena pruža od istočnog dijela alpskog prostora pa sve do Korduna. U Podravini i Posavini tlak je nešto niži, jer je to dio polja nižeg tlaka u Panonskoj zavali.

U *srpnju* (sl. 407.) raspodjela je tlaka mnogo jednolikija, tj. horizontalni je gradijent tlaka malen. U zapadnoj i srednjoj Europi nalazi se polje visokog tlaka (dio grebena azorskog maksimuma), a u istočnom Sredozemlju rašireno je polje nižeg tlaka. Ogranci tih baričkih formacija sastaju se nad našim područjem. Od goleme depresije u istočnom Sredozemlju (»monsunska depresija ili dolina«) pruža se dolina sve do srednjeg Jadrana. Ogranak visokog tlaka iz srednje Europe prodire u obliku grebena u Hrvatsku. Tlak zraka je nešto niži u istočnoj Hrvatskoj.

Iz srednje raspodjele tlaka u siječnju i srpnju nazire se raspodjela tlaka na čitavu promatranom području u samo dva mjeseca. Bit će korisno upoznati godišnji hod tlaka zraka barem na dvjema postajama; za primjer smo uzeli Zagreb-Grič i Hvar (sl. 408.), ali sve ono što ćemo reći za te dvije postaje u biti vrijedi i za sve ostale postaje u Hrvatskoj. Hvar je predstavnik godišnjega hoda tlaka u našim južnim krajevima, a Zagreb je to isto za sjeverni dio naše zemlje. Odmah se uočava da je srednji tlak u svim mjesecima viši u Zagrebu nego u Hvaru, tj. tlak je prosječno viši na sjeveru, a opada prema jugu. Godišnja amplituda tlaka je veća u Zagrebu nego na Hvaru. Godišnji hod tlaka je u principu isti na objema postajama, što upućuje na zaključak da je on posljedica djelovanja istih akcijskih centara, odnosno sezonskog porasta ili pada tlaka u njima (dakako, treba misliti i na sezonsko premještanje njihovih centara). Iz grafova tlaka jasno se mogu razlikovati dva razdoblja: a) u toplom dijelu godine od travnja do uključivo kolovoza tlak je relativno nizak i malo se mijenja iz mjeseca u mjesec i b) od rujna do ožujka tlak zraka je visok. To pokazuje da se godišnji hod tlaka u našim krajevima najčešće pogrešno prikazuje. Najviši je tlak zimi kad se naši krajevi često nalaze pod utjecajem anticiklona, bilo iz unutrašnjosti Europe ili s grebena azorske anticiklone. U ljetnim mjesecima tlak naglo opada od zapada preko naših krajeva prema istoku.



Sl. 408. Godišnji hod tlaka zraka reduciranoga na morsku razinu u Zagreb-Griču i Hvaru; srednjaci iz razdoblja 1951.–1974. god.

Zato nas neće iznenaditi rezultati istraživanja ljetne raspodjele tlaka na Jadranu (B. Penzar, 1971.), koji su pokazali da ljeti nad Jadranom ne postoji anticiklona, jer u srpnju azorska anticiklona prodire samo do zapadnog Mediterana. Stabilno, lijepo vrijeme na Jadranu (i rjeđe u unutrašnjosti) posljedica je prolaza poremećaja i nepogoda sjevernije od Alpa i Dinarida, a opći im je smjer gibanja prema istoku. (Tako je kad se promatra srednji mjesečni tlak, za razliku od sinoptičkih situacija u kojima postoji stalna smjena anticiklona i ciklona, ali je pritom važna njihova čestina, trajanje prolaza i zadržavanja te dubina – u ciklona – odnosno jačina – u anticiklona.)

4.3.2. ZRAČNE MASE I FRONTE

U suvremenoj klimatologiji dosta se pozornosti obraća zračnim masama jer su one nositelji tipova vremena. Budući da je Hrvatska malena zemlja i da se nalazi u širem prijelaznom pojasu između Atlantika i Euroazije, zračne mase ne nastaju u njezinu području. Zato je našu zemlju najbolje promatrati kao dio Sredozemlja, pa ćemo vidjeti koje zračne mase, odakle i kada te kako često prodiru i zadržavaju se u tom dijelu svijeta. Promatranjem sl. 409. brzo se zaključuje kako u našu zemlju prodiru arktičke, polarne i tropske zračne mase, ili kontinentske ili maritimne. Raspodjela tlaka pokatkad je taka da se zrak dugo zadržava nad Sredozemljem, toliko se transformira da neki autori smatraju kako

se takva zračna masa može nazvati mediteranskom zračnom masom. U mediteranski prostor praktički u svakom dijelu godine može prodrijeti svaka spomenuta zračna masa; izuzetak su maritimne tropske zračne mase (mT), koje u taj prostor prodiru samo u toplom dijelu godine. Možemo spomenuti izvorišna područja svake zračne mase posebno.

Maritimne arktičke zračne mase, mA, dolaze u Sredozemlje iz Sjevernoga ledenog mora preko Atlantika između Grenlanda i Skandinavije, te zapadne Europe.

Kontinentske arktičke zračne mase, cA, dolaze sa sjevera europskog dijela Rusije, a možda pokatkad i iz sjevernog Sibira.

Maritimne polarne zračne mase, mP, dolaze sa sjevernog Atlantika, najčešće zapadno i južno od Islanda; ako ta zračna masa dođe iz znatno južnijeg dijela sjevernog Atlantika (sjeverno od Azora) nego što je uobičajeno, onda je ona toplija od prosjeka, pa sinoptičari govore o prijelaznoj maritimnoj polarnoj zračnoj masi.

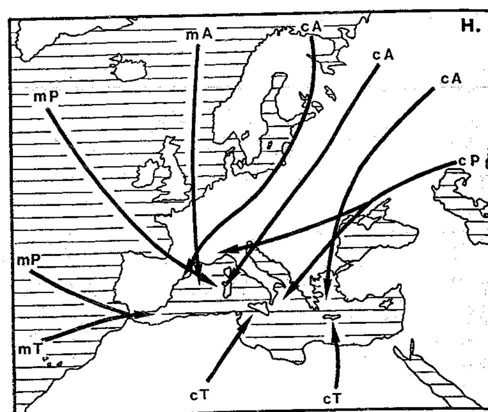
Kontinentske polarne zračne mase, cP, nastaju iznad europskog dijela ZND-a i zapadnog Sibira, te preko Povolžja i uralokaspijskog područja prodru do Sredozemlja.

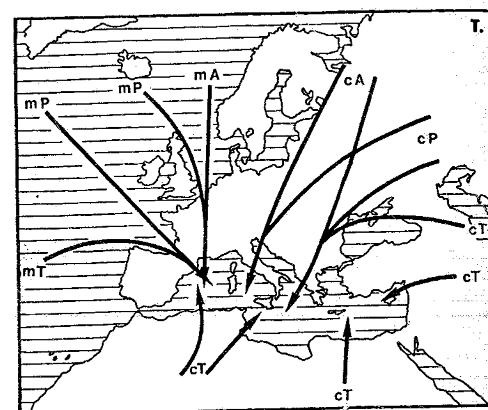
Maritimne tropske zračne mase, mT, nastaju u širem području oko Azorskih otoka te u Sredozemlje prodiru između Pirenejskog poluotoka i gorja Atlas.

Kontinentske tropske zračne mase, cT, nastaju nad sjevernoafričkim pustinjama pa u Sredozemlje dolaze s juga ili iz jugozapadne Azije i krajeva oko Crnog mora, pa čak i Kaspijskog jezera, a tada u Sredozemlje dolaze s istoka.

Sve spomenute zračne mase modificiraju se već na svom putu do Sredozemlja, a osobito brza modifikacija počinje onda kad dospiju do tog mora. Pritom treba istaknuti da osim termičkih promjena golemu važnost ima i upijanje vodene pare. Za transformaciju zračnih masa nad Sredozemljem važna je činjenica da je u hladnom dijelu godine, od studenog do ožujka, more toplije od zraka iznad njega, a u toplom dijelu godine, od lipnja do kolovoza, more je uglavnom hladnije od zraka. U travnju, svibnju, rujnu i listopadu razlike su minimalne. To je važno jer utječe na ravnotežu zračnih masa, tj. zrak se stabilizira ako je voda hladnija od njega (ljeti), a labilizira se ako je voda toplija od zraka (zimi).

Temperatura maritimnih zračnih masa u tijeku godine ne mijenja se toliko kao temperatura kontinentskih zračnih masa; zato je cP zrak zimi često vrlo hladan, a ljeti pak vrlo topao. Suprotno tome, temperatura mP zraka se u tijeku godine toliko ne razlikuje; hoće li to biti topla ili hladna zračna masa, ovisi o dobu godine. Usred ljeta mP zrak u Europu i Mediteran dolazi kao svježa zračna masa.

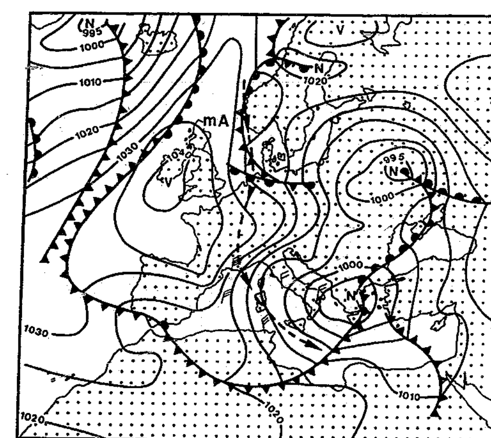




Sl. 409. Putanje zračnih masa u toplom (T.) i hladnom (H.) dijelu godine (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

Na sl. 409. prikazane su srednje putanje zračnih masa koje prodiru u Mediteran i u našu zemlju; budući da je riječ o važnim procesima, prikazat ćemo nekoliko tipičnih sinoptičkih situacija u kojima započinje prodor spomenutih zračnih masa.

Počet ćemo s prodorima mA, maritimnih arktičkih zračnih masa (sl. 410.). One u Sredozemlje prodiru prosječno 2 – 4 puta godišnje, najčešće krajem veljače. mA zrak prodire na jug nakon hladne fronte ciklona (odnosno obitelji ciklona) koje prolaze preko srednje i istočne Europe. U prikazanu primjeru jedna ciklona, u fazi okluzije, nalazi se iznad Ukrajine, a centar druge ciklone je u sjevernoj Grčkoj; na Jadranu puše bura. Na zapadu se nalazi drugi važan član u toj raspodjeli tlaka, a to je jaka anticiklona pred zapadnom Europom. Ta je anticiklona nastala u azorskome maksimumu, a pomakla se jako na sjeveroistok. Na istočnoj periferiji te anticiklone struji hladan zrak sa sjevera preko Sjevernog mora,



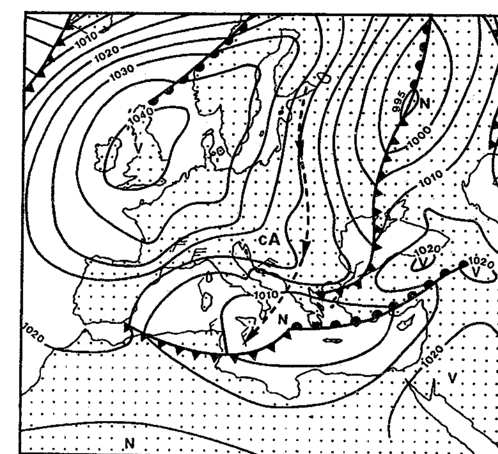
Sl. 410. Prizemna sinoptička situacija 3. III. 1949. u 00:00 UTC; prodor maritimnog arktičkog zraka u Sredozemno more. Njegova je putanja prikazana isprekidanom crtom (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

srednje i južne Europe u zapadni Mediteran. Tamo najčešće dolazi između Alpa i Pireneja (u dolini Rhône puše mistral) ili s istočne strane Alpa preko naših krajeva (ili istodobno s obje strane). Usprkos transformiranju na svom putu, nad topli Mediteran dolazi kao vrlo hladan zrak koji se naglim zagrijavanjem i vlaženjem od podloge labilizira, pa nastaju silni kumulonimbusi s nepogodama (i snijegom u planinama). Iza Alpa nastaje ciklona (u tom primjeru do Sredozemnog mora mA zrak došao je noću 1 – 2. III.), koja se brzo kretala na istok (3. III. u 00:00 UTC njezin centar je već bio nad sjevernom Grčkom). Ona će se i dalje gibati na istok; hladni arktički zrak prelio se preko većeg dijela Mediterana i već zahvatio i dio sjeverne Afrike (gdje dolazi kao vrlo hladan val). Taj mA zrak brzo se transformira u mediteransku zračnu masu.

S istoka, s kopna, prodiru kontinentske arktičke, cA, zračne mase (sl. 411.). Te zračne mase prodiru u Sredozemlje prosječno 4 – 5 puta u hladnom dijelu godine. To je najhladniji zrak u tom dijelu svijeta, dolazi kao sjeverna ili sjeveroistočna struja izravno sa sjevera europskog dijela Rusije, a hladni se zrak prelije preko većeg dijela Europe i Mediterana. Takvo strujanje nastaje zato što se na zapadu nalazi kvazistacionarna anticiklona (njezin je centar u prikazanu primjeru iznad Britanije), a hladni, cA, zrak spušta se na jug po njezinoj istočnoj periferiji. S druge je strane važno polje niska tlaka nad cijelim Mediteranom. Na svom dugom putu do Mediterana taj se zrak znatno zagrije adijabatičkim zagrijavanjem zbog supsidencije zraka i zagrijavanjem od podloge. Usprkos tome on stiže kao vrlo hladan i suh zrak. (Temperatura zraka se snizuje i naknadno gubitkom dugovalne radijacije osobito u konkavnim oblicima reljefa; tako nastaju najniže temperature u promatranu prostoru.) Do Sredozemlja cA zrak dolazi preko naših krajeva, zatim preko Male Azije, nerijetko čak i između Alpa i Pireneja. U takvoj situaciji katkad puše orkanski mistral u južnoj Francuskoj i zapadnom Mediteranu, orkanska bura na Jadranu i jak vardarac u Makedoniji i sjevernoj Grčkoj.

Alpe i Dinaridi djeluju kao barijera, pa dio tog zraka skreće na zapad (tako je i na sl. 411.). Ako je zračna masa debela, ona se prelije preko planinskih barijera, pa se u zavjetrini očituje fenski efekt. S dolaskom nad toplo more taj je zrak vrlo hladan i upija vlagu. Budući da se brzo giba i da je vrlo hladan, vlaga se dugo zadrži u donjim slojevima, a tek nakon stanovita vremena postaje labilan i donosi obilnu kišu (pokatkad i snijeg) obalama južnog Sredozemlja (Egipat, Libija), a uza sjevernu obalu Sredozemlja, kad je fronta još na sjeveru, pada samo snijeg. Zbog velikoga termičkoga gradijenta, cA zrak u početku vrlo brzo prodire na jug, često duboko u Saharu, a tek onda skreće na istok (zato često cA zrak prije zahvati Cirenaiku nego egejske otoke). Promatranjem sl. 411. može se utvrditi da je cA zrak najprije prodro u srednji i zapadni Mediteran, a tek se onda razlio i po istočnom Sredozemlju.

Maritimne polarne zračne mase, mP, zračne su mase koje u Mediteran najčešće prodiru u hladnom dijelu godine (sl. 412.). Izvorišno područje mP zraka je u najsjevernijem dijelu Atlantika; u prikazanu primjeru mP zračna masa krenula je iz prostora



Sl. 411. Prizemna sinoptička situacija 2. II. 1949. u 00:00 UTC. Prodor kontinentske arktičke zračne mase u Sredozemlje (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

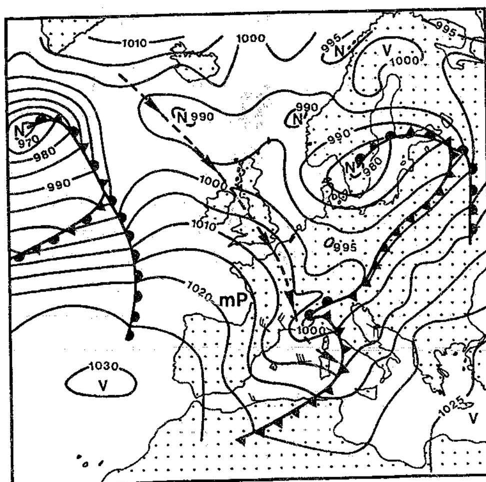
između Islanda i Grenlanda na jugoistok. Ta zračna masa prodire na jugoistok iza hladne fronte najčešće jedne obitelji ciklona (koja se u početku razvoja prikazana na sl. 412. pružala od Baltika do Islanda). Iza hladne fronte je greben azorske anticiklone, po čijoj periferiji maritimni polarni zrak struji na jugoistok. Taj zrak naiđe na Alpe i Pireneje, između njih se kanalizira i prelije se u zapadni Mediteran. Prije dolaska do Mediterana južno od Alpa nastala je zavjetrinska depresija, koja je brzo prerasla u valnu ciklonu čiji se centar 14. II. u 00:00 UTC nalazio nad sjevernom Italijom. (Na Jadranu puše jugo.) Ta će se ciklona brzo gibati na jugoistok pa će mP zrak preplaviti i našu zemlju (a jugo će prijeći u buru). Česti su takvi i slični prodori mP zraka, ali su pretežno kratkotrajni, jer nova ciklona, koja dolazi s Atlantika, »odreže« prvu ciklonu (ili obitelj ciklona) od izvorišta polarnog zraka. Takve prodore prate obilne padaline. Pritjecanje mP zraka prestaje i onda kada se azorska anticiklona pomakne na istok do Pirenejskog poluotoka, pa i dalje do srednje Europe. (Južno i jugozapadno od Islanda vidi se golema matična ciklona, a zapadno od Skandinavije tri su termičke depresije iznad relativno toplog mora.)

Kontinentske polarne zračne mase, cP, često prodiru u Sredozemlje u hladnom dijelu godine, osobito u njegov srednji i istočni dio. Izvorišno im je područje na istoku Europe, pa preko Crnog mora i jugoistočne Europe dolaze i do naše zemlje. Najniži slojevi su zimi vrlo rashlađeni (sl. 413.), ali debljina hladna zraka nije velika (rijetko više od otprilike 1 800 m). Iznad njega je najčešće topliji zrak koji nastaje dinamičkim zagrijavanjem supsidencijom zraka u anticikloni. U Sredozemlje i u našu zemlju ta zračna masa prodire kao sjeveroistočna ili istočna struja, pri čemu je na sjeveru ili sjeveroistoku (na sl. 413., gore) anticiklona ili greben visokog tlaka kao nastavak anticiklone na zapadu (sl. 413., dolje). Tada je greben visokog tlaka nad Europom zapravo dio azorske anticiklone, njezin »klin« usmjeren prema sjeveroistoku. Tako po istočnim i južnim periferijama tih anticiklona struji hladan zrak prema Mediteranu. Budući da cP zračna masa najčešće prelazi dug put preko snijegom prekrivene istočne Europe do Mediterana, tj. ne stigne se jače zagrijati, ona dolazi kao vrlo stabilna zračna masa, pa zato zaobilazi planinske barijere i obilno se koristi reljefnim udubljenjima (planinskim prijevojima) na svom putu do mora. Ako je tlak u Panonskoj zavali i uopće u jugoistočnoj Europi mnogo viši nego nad Mediteranom, taj se zrak orkanskom snagom prelijeva na more preko planinskih barijera (bura, vardarac). Prelijevanjem cP zraka na topli Mediteran nastaju svi potrebni uvjeti za ciklogenezu, ali ako je on stabilan iznad 850 hPa (oko 1 500 m) donosi malo padalina. Ako je sloj cP zraka tanak, a iznad njega je mP zrak (ili tropski zrak, ili pak mediteranska zračna masa), onda se pojavljuju nestabilnost i obilne padaline.

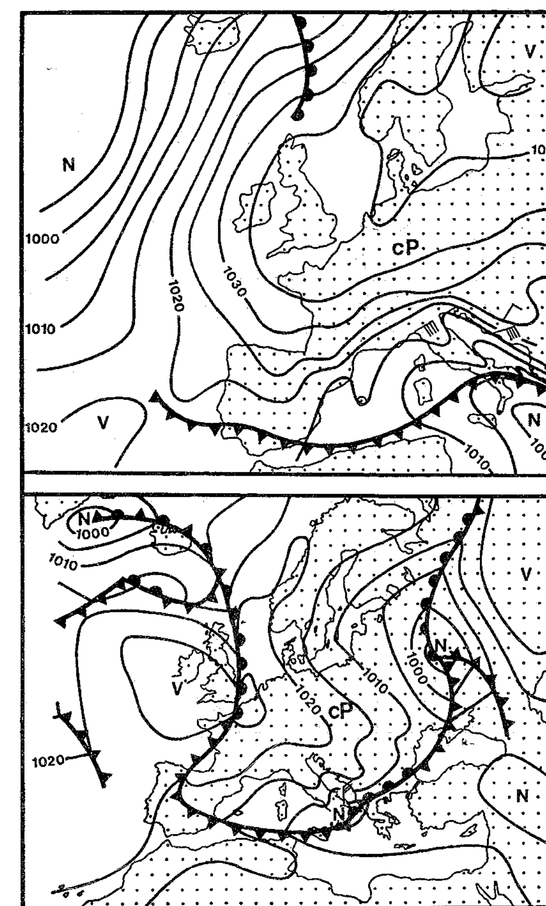
Na sl. 413., gore, prikazan je duboki prodor vrlo hladnoga kontinentskoga polarnog zraka gotovo u čitavu Europu (hladni val). Centar goleme hladne anticiklone nalazi se nad Finskom, azorska je anticiklona zapadno od Pirenejskog poluotoka oslabljena (azorska anticiklona i anticiklona iznad Europe zapravo su povezane sedlom visokog tlaka), a s druge strane nad sjevernim Atlantikom i nad srednjim i istočnim Mediteranom prostrano je polje niskog tlaka.

Takva raspodjela tlaka omogućuje razlijevanje goleme mase hladnog zraka sa sjeveroistoka preko cijele Europe. S približavanjem polarne fronte nad Sredozemljem, a i pod utjecajem reljefa, vjetar naglo jača u dolini Rhône, a osobito na našoj obali. Na čitavu Jadranu puše jaka (anticiklonska) bura.

Budući da su prodori kontinentskoga polarnog zraka vrlo važni za našu zemlju, dana je još jedna sinoptička karta na kojoj je prikazan jedan od njih, ali – usred ljeta (sl. 413., dolje). Duboka ciklona sa zapada brzo je prešla preko Europe i u prikazanu se času našla sjeverno od Crnog mora, a praćena je jakom i brzopokretnom anticiklonom, pa se po istočnoj periferiji te anticiklone, odnosno iza hladne fronte spomenute ciklone na istoku, prema Mediteranu spušta kontinentski polarni zrak. On je dan prije prodro na Mediteran između sjevernog Jadrana i Lionskog zaljeva, pa je u sjevernoj Italiji nastala ciklona, doduše slaba. Ona se kretala brzo na jugoistok, pa je sljedećeg dana prešla preko Jadranskog mora i u 00:00 UTC nalazila se između Grčke i južne Italije. Prelaskom fronte preko Jadrana smijenile su se zračne mase, pa je iza fronte puhala relativno jaka bura, ciklonska bura. (Dakle, usred ljeta – bura!) Sljedećeg se dana cP zrak razlio po čitavu Mediteranu, odnosno njegovu istočnom dijelu i dijelu sjeverne Afrike, a centar ciklone premjestio se u Crno more.



Sl. 412. Prizemna sinoptička situacija 14. II. 1950. u 00:00 UTC. Prodor maritimne polarne zračne mase u Sredozemlje (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

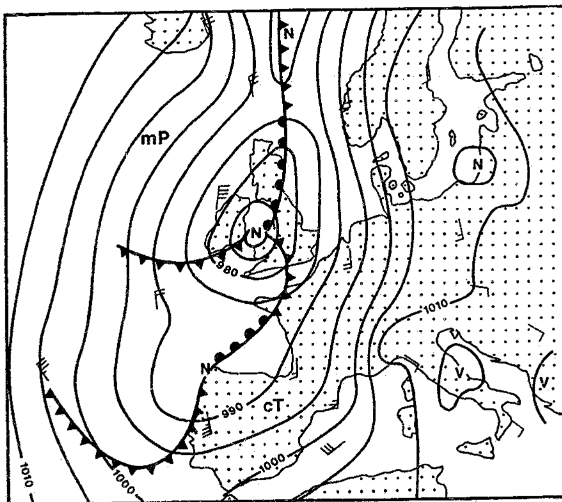


Sl. 413. Gore: prizemna sinoptička situacija 23. I. 1933. u 07 h; prodor kontinentskoga polarnog zraka (Schweizerischer Mittelschul-atlas, Zürich, 1958.). Dolje: prizemna sinoptička situacija 19. VIII. 1949. u 00:00 UTC; prodor kontinentskoga polarnog zraka (Weather in the Mediterranean, London, 1962.)

Maritimne tropske zračne mase, mT, malokad prodiru u Sredozemlje. One dolaze s jugozapadnim strujama iz područja južno od Azora kada se duboka ciklona preko V. Britanije i Francuske giba na istok. S približavanjem hladne fronte zapadnom Mediteranu prestaje pritjecanje maritimna tropskog zraka, a pokreće se struja tropskoga kontinentskog zraka iz sjeverne Afrike. Upravo je to uzrok da mT zrak malokad prodre dalje od srednjeg Mediterana, a kad dođe dotle, već je vrlo transformiran.

Za našu zemlju, kao i za Sredozemlje uopće, neusporedivo su važnije kontinentske tropske zračne mase, cT. Njihova izvorišna područja su sjeverna Afrika i Azija od Prikaspijske ravnice do istočnog Mediterana. Te zračne mase dolaze nad Sredozemlje i naše krajeve najčešće u hladnijem dijelu godine. Ljeti dolaze u specijalnim sinoptičkim situacijama, jer nad Mediteranom prevlađuje strujanje sa sjeverozapada prema sjevernoj Africi. cT zrak prodire na sjever u toplom sektoru ciklona koje prolaze preko zapadne Europe ili Sredozemlja, ili pak struje po južnoj i zapadnoj periferiji anticiklona u južnoj i istočnoj Europi, a frontalna ploha i ciklona nalaze se na zapadu. To je strujanje osobito jako oko 150 km ispred hladne fronte. U većem dijelu hladne polovice godine cT zrak malo kada uspije prodrijeti dalje od sjevernih granica Mediterana, barem ne u donjoj troposferi. Ako se to i dogodi, onda on prodre s okludiranom frontom. Često se pojavljuje od početka ožujka, pa u travnju i svibnju kad može prodrijeti sve do južne Engleske i sjeverne Njemačke. Opet se znatno razvija u jesen (rujan i listopad, a povremeno i u studenome) u vezi s jačanjem ciklonske aktivnosti u Sredozemlju. Opći je naziv za vjetar koji nastaje pri takvoj raspodjeli tlaka u Sredozemlju – široko (jugo na Jadranu). U izvorišnom području taj je zrak vrlo suh i topao, ali se brzo i znatno navlaži nad Mediteranom, pa postaje labilan. Vjetar u sjevernoj Africi koji je genetski vezan uz takvu raspodjelu tlaka diže oblake prašine, koji nerijetko dospiju daleko, pa u Europi katkad padaju blatna kiša i snijeg. Već ispred fronte na orografskim barijerama padnu velike količine kiše i snijega. Ljetni prodori cT zraka na sjever uzrok su nastanka »vrućih valova«, pa su najviše temperature i u našoj zemlji zabilježene pri prodoru cT zraka.

Na sl. 414. prikazano je pritjecanje toploga tropskog zraka koji je preplavio čitavu kontinentsku



Sl. 414. Prizemna sinoptička situacija 25. X. 1937. u 18 h; prodor kontinentske tropske zračne mase u zapadnu Europu, srednji i zapadni Mediteran (Schweizerischer Mittelschul-atlas, Zürich, 1958.)

Europu i istočni dio V. Britanije. Na svim postajama pušu vjetrovi iz južnoga kvadranta; njihova se snaga povećava prema zapadu, povećava se prema polarnoj fronti koja se nalazi nad Atlantikom, a već je prešla preko Irske i zahvatila zapadni dio V. Britanije. Preko Atlantika sa sjevera poput klina prodire na jug maritimni polarni zrak; između polarne i tropske zračne mase nastala je frontalna ploha, na kojoj su se razvile, ili se razvijaju, tri stanice niskog tlaka, tri ciklone (jedan je centar iznad sjeverozapadne Španjolske, drugi iznad Irskog mora i treći iznad Norveškog mora). Najizrazitije je ciklonsko strujanje nad Pirenejskim poluotokom i nad atlantskom pučinom zapadno od njega, te nad Irskom i Britanskim otocima. Istočno od polarne fronte tlak raste, a jezgra je tog polja visokog tlaka iznad Grčke. Tako su Apeninski poluotok, jugoistočna Europa i Balkanski poluotok zahvaćeni toplim jugoistočnim strujanjem; na Jadranu puše anticiklonsko jugo. Izobara od 1 010 hPa zaobilazi Alpe povijajući se prema zapadu; tako je iznad Alpa i južno od njih viši tlak. Pri takvoj raspodjeli tlaka, u Alpama puše južni fen. (Relativna vlažnost u 21 h iznosila je u Luganu, južno od Alpa, 90%, a u Baselu, sjeverno od Alpa, 65%.)

Neki smatraju da nad Mediteranom mogu nastati zračne mase posebnih kvaliteta, pa se one nazivaju mediteranskim zračnim masama. Nastaju transformacijom onih zračnih masa koje se nad Mediteranom dugo zadržavaju. U hladnom dijelu godine mediteranske zračne mase nastaju od polarnog i arktičkog zraka sa sjevera i tropskog zraka s juga. Važna je činjenica da su one sve vlažnije pa postaju labilne. U bezgradijentskom polju nastaju kumulusi, a ako se taj zrak izdiže na frontalnim plohama i orografskim barijerama, onda nastaju obilne padaline. Modificiranje zračnih masa nad Mediteranom ljeti je bitno drukčije jer je voda hladnija od zraka. Zato često nastaje inverzija, a to pridonosi stabilizaciji zraka. Iznad toga inverzijskog sloja zrak je labilan, pa od sjeverne Španjolske do Jadrana u planinama uz obalu mogu nastati nepogode. Ipak, najčešće preteže lijepo vrijeme kao predznak sušnog ljetnog razdoblja. Noću i u rano jutro mogu nastati lokalne magle i stratus. Većina kiša u tom razdoblju vezana je uz nagle prodore hladna zraka s Atlantika, koji se pojavljuju najčešće do svibnja, ali nerijetko i do lipnja.

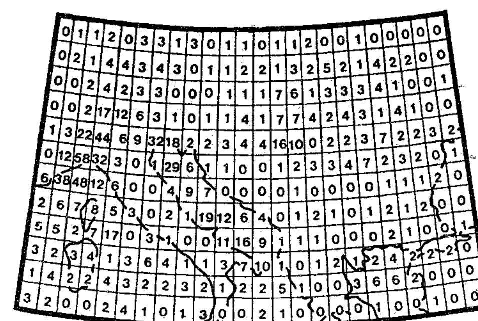
4.3.3. CIKLONE U ŠIREM PODRUČJU HRVATSKE

Ciklogeneza je tako važan proces da ga je potrebno posebno razmotriti. Poznato je da je zapadni Mediteran po čestini ciklogeneze područje s najčešćom ciklogenezom na sjevernoj hemisferi (S. Petterssen, 1956.); to osobito vrijedi za hladni dio godine. Istraživano područje na sl. 415. podijeljeno je na četverokute po 1° geografske širine i 1° geografske dužine. Za početak ciklogeneze uzeta su 3 sata prije termina u kojem je na sinoptičkoj karti prvi put zabilježena zatvorena izobara. Za trenutak iščezavanja ciklone uzeta su tri sata od posljednjeg termina u kojemu je izobara na sinoptičkoj karti još bila zatvorena. Istražene su sinoptičke karte iz 10-godišnjeg razdoblja od 1951. do 1960. godine. Uzeti su svi primjeri ciklonske cirkulacije kada se središte zatvorene izobare nalazilo u granicama određene površine. Za postanak ciklona potrebni su stanoviti uvjeti u određenim dijelovima svijeta, odnosno Mediterana, a to znači da postoji zakonomjernost u raspodjeli ciklogeneze. Najpovoljniji uvjeti za ciklogenezu u zapadnom Sredozemlju i Jadranskome moru postoje u hladnom dijelu godine. Zato se po brojevima vidi da je čestina ciklogeneze bila najveća u Ligurskome moru, posebno u Đenovskom zaljevu, te u zapadnom (nizinskom!) dijelu sjeverne Italije. Zatim slijedi Jadransko more s dva ciklogenetska centra; jedno je na sjevernom Jadranu između Istre, Cresa i Lošinja s jedne strane i predgorja Alpa u sjeveroistočnoj Italiji (tj. u njezinu nizinskom dijelu) s druge strane. Drugo je područje intenzivnije ciklogeneze Jadransko more u području poluotoka Gargano, Puglije i Palagruže. Istraživanjem nastanka ciklona na Jadranu za razdoblje 1976.–1980. god. utvrđeno je da 49,4% ciklona nastaje nad sjevernim, 42,4% nad srednjim, a samo 8,2% nad južnim Jadranom (M. Hodžić, 1988.).

Najčešća je ciklogeneza utvrđena nad morskim prostranstvima i nad niskom obalom, odnosno niskom unutrašnjošću uz obalu.

Mnogo se manje ciklogenetski procesi pojavljuju u kopnenu dijelu Hrvatske i susjednih zemalja, a geografski je interesantno da su to isključivo nizinski krajevi. Osim već spomenute Padske nizine i predgorja Alpa u nizinskoj sjevernoj Italiji, tu treba ubrojiti istočni dio Panonske zavale. Koliko su važni reljefni uvjeti za postanak ciklona, najbolje se vidi iz činjenice da je iznad 16% promatrane površine nastalo 65% ciklona (odnosno iznad 84% promatrana teritorija nastalo je samo 35% ciklona). Iznad 27% površine (pretežno u planinskim krajevima) u promatranu razdoblju nije nastala niti jedna ciklona (npr., u planinama istočno i sjeveroistočno od Splita, u planinama između Crne Gore i Albanije itd.).

Spomenimo ipak još da ciklogenetska područja koja su bitna za razvoj vremena u našoj zemlji (Ligursko more, Padska nizina, sjeverni Jadran, istočni dio Panonske zavale), imaju zajedničku karakteristiku da se nalaze u zavjetrini Alpa i Dinarida. Ti planinski sistemi svojim pružanjem, oblikom i visinom u svojoj zavjetrini uzrokuju ciklogenezu. Ciklogeneza će biti još češća ako se utjecaju planinskih sistema doda još jedan važan faktor, a to je postojanje toplog mora ili prostrane ravnice na niskoj nadmorskoj visini, u zavjetrini. Iz čestine ciklogeneze očito je da je najpovoljnija situacija kad iza planinske barijere postoji toplo more. Da bi nastala ciklogeneza, potrebno je da hladni zrak prodre do planinske barijere okomito ili gotovo okomito. Na ciklogenezu povoljno djeluje i jedan termički faktor, a to je zahtjev da temperatura mora u zavjetrini bude što viša od temperature hladnog zraka koji prodire iz krajeva sjeverno od Mediterana. A upravo je tako zimi na sjevernom Mediteranu. Kad hladni zrak prodre nad Mediteran, naglim zagrijavanjem i vlaženjem od podloge on se labilizira. Vrlo je važno i oslobađanje latentne topline koja nastaje kondenzacijom vodene pare južno od fronte, na reljefnim barijerama.



Sl. 415. Čestina ciklogeneze u širem području Hrvatske u 10-godišnjem razdoblju 1951.–1960. god. (Đ. Radinović, 1965.)

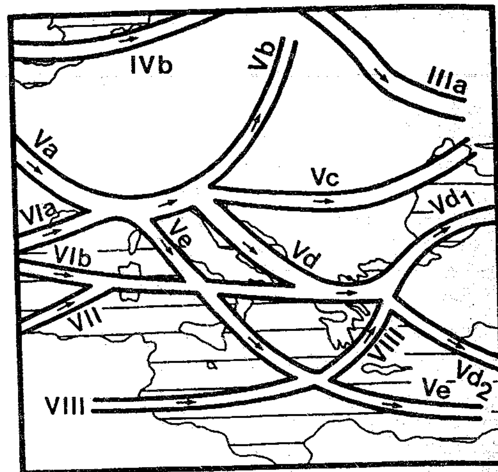
Na sl. 415. prikazana je čestina ciklogeneze u promatranu 10-godišnjem razdoblju. Još potpuniju informaciju o tom važnom problemu dobit ćemo ako upozorimo na prostorno-vremensku diferencijaciju, ali u nešto drukčijim granicama (36 – 46° N i 0 – 15° E u 10-godišnjem razdoblju od 1949. do 1958. god., tj. zahvaćen je samo najzapadniji dio naše zemlje). U tom 10-godišnjem razdoblju u spomenutu prostoru (koji je manji nego što je to prikazano na sl. 415) identificirane su 402 ciklone, tj. prosječno 40 godišnje, ili svakog devetog dana po jedna ciklona. Svakako, godišnji broj ciklona znatno varira, pa su se 1958. god. pojavile 53 ciklone, a 1951. god. samo 30. Važna je velika sezonska varijacija pojave ciklona; najviše ciklona, 47, pojavilo se u prosincu, a najmanje u lipnju i srpnju (po 20), a u travnju 41 ciklona. (To znači da ljeti u zapadnom Mediteranu ima samo za polovicu manje ciklona nego zimi.) Od 402 identificirane ciklone u promatranu periodu, 297 (odnosno 73,9%) nastalo je u tom području, a samo 105 (ili 26,1%) došlo je izvana. To je dokaz da najveći broj ciklona koje se pojavljuju u Mediteranu nastaje tu, a manji broj dolazi s Atlantika (južno od Atlasa itd.), tj. Mediteran je važno ciklogenetsko područje. U promatrano područje zimi dođe pet puta više ciklona nego ljeti (najviše u travnju i prosincu, u srpnju nijedna). Od ukupna broja identificiranih ciklona 2/3 napusti to područje, 1/3 iščezne u njegovim granicama. Od ciklona koje dolaze iz tog područja 2/3 to čini u zimskoj polovici godine, a 1/3 u ljetnoj. Zato relativno više ciklona iščezne u tom području u toplom nego u hladnom dijelu godine, a to se događa zato što su ljetne ciklone slabije i brzo nestaju. (Prosječno trajanje perioda od početka ciklogeneze do maksimalna razvoja ciklone u srpnju iznosi 8,4 sata, a u siječnju i prosincu 19,5 sati.) Već spomenuto istraživanje ciklona na Jadranu pokazalo je da najveći

broj ciklona nastaje u hladnom dijelu godine, bez obzira na to koji dio Jadrana promatramo. Relativno veliki broj ciklona pojavio se u srpnju. Njima, međutim ne valja pridavati veću važnost jer je riječ o ciklonama slabog intenziteta koje brzo nestaju.

Ciklone i anticiklone nositelji su vremenskih tipova. Zato je za vremensko stanje potrebno poznavati ne samo lokaciju ciklonskih područja, nego i putanje ciklona. Budući da je riječ o dimenzijama koje su mnogo veće od naše zemlje, potrebno je promatrati veći dio Mediterana (srednji i zapadni) i južnu Europu. Praćenjem putanja ciklona u spomenutu prostoru već se u početku zaključilo: a) da ciklone dolaze u Mediteran s Atlantika i nastavljaju svoj put dalje i b) da ciklone nastaju na Mediteranu i zatim se dalje gibaju do momenta svog nestanka.

Na sl. 416. prikazane su dvije od brojnih mogućnosti. Lijevo je putanja jedne ciklone koja je 31. listopada u 1 h došla s Atlantika, prešla preko Pirenejskog poluotoka i preko zapadnog Mediterana nastavila svoj put prema Ligurskome moru. Tipično je za ciklone da se produbljuju nad morem, pa je tako bilo i u tom primjeru; tlak je u središtu padao sve do sjevernog Jadrana. Preko Jadrana ciklona je došla do sjeverne Grčke, gdje je okludirala i iščezla. Na desnom kartogramu prikazana je putanja jedne ciklone koja je nastala u Đenovskom zaljevu; preko niske sjeverne Italije došla je do Jadranskog mora, da bi preko sjeverne Grčke stigla do Egejskog mora, gdje je okludirala i nestala.

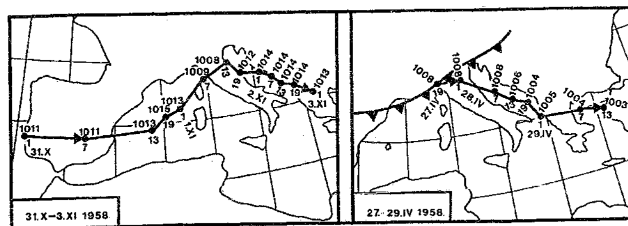
To su samo dvije mogućnosti putanje ciklona; ako se one promatraju (odnosno prate jedna po jedna) u nešto dužem razdoblju, zaključuje se da se mogu gibati svim mogućim putanjama, činiti čvorove itd. Usprkos toj raznolikosti može se reći da postoje određene, više ili manje definirane, ograničene putanje po kojima se giba većina ciklona u promatranu prostoru. Stanovite razlike između mišljenja različitih autora proizlaze iz količine materijala, odnosno trajanja motrenja. Već je van Bebber (sl. 417.) utvrdio da se većina ciklona giba po ustaljenim putanjama koje je klasificirao među glavne. Za naše krajeve najvažnije su putanje Va, Vb, Vc,



Sl. 417. Srednje putanje ciklona u Sredozemlju i dijelu Europe sjeverno od njega (W. J. van Bebber, 1894.)

Vd i Ve. Stanovitu važnost imaju i ciklone koje se gibaju putanjom IIIa; dakako, one prije svega utječu na vrijeme u našim najsjevernijim krajevima. Ako se ciklone s te putanje na svom putu na jugoistok »spuste« južnije od prosjeka, onda iza njihove hladne fronte intenzivno prodire hladni zrak i u naše krajeve; posebno su važni ti hladni prodori u svibnju. Pojavljuju se prilično pravilno u određeno vrijeme, pa narod govori o »ledenim svecima«. Ti se hladni prodori nerijetko pojavljuju i u lipnju.

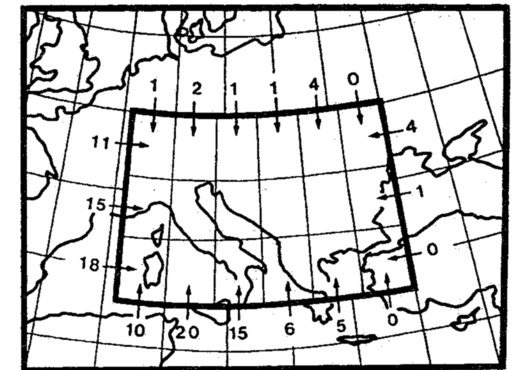
Putanjom Va (dolina Rhône-sjeverna Italija-sjeverni Jadran) gibaju se ciklone koje utječu na pluviometrijski režim sjevernog Jadrana, i to osobito u kasnu jesen i sredinom proljeća. U sjevernom je Jadranu važno čvorište putanja otkuda ciklone (u skladu s raspodjelom tlaka) mogu krenuti u tri različita smjera. Putanja Vb prelazi preko sjevernog Jadrana i vodi na sjeveroistok preko Slovenije, Austrije i Slovačke do srednje Poljske i Baltika, gdje ciklone nestaju. Najčešće je to nastavak putanje iz Đenovskog zaljeva. Tako je u hladnom dijelu godine. U toplom dijelu godine, kad se ciklogeneza u



Sl. 416. Putanje središta (sat i datum) i tlak u središtu dviju ciklona u Mediteranu; lijevo: ciklona koja je u Sredozemlje došla s Atlantika, i desno: putanja ciklone koja je nastala u Đenovskom zaljevu (Đ. Radinović i D. Lalić, 1959.)

zapadnom Mediteranu znatno smanji, putanjom Vb prolaze ciklone koje putuju preko srednje Europe sa zapada. Ciklone iz sjevernog Jadrana mogu krenuti i putanjom Vc na istok dolinom Save i Dunava sve do Crnog mora gdje se – ako je more toplije od zraka – mogu i produbiti. One zahvate gotovo cijelu Hrvatsku. Tom putanjom prolaze ciklone najčešće u proljetnim mjesecima i početkom ljeta kad naglo oslabi tlak u jugoistočnoj i istočnoj Europi. Tlak pada zbog naglog zagrijavanja podloge, a još se nije dovoljno razvilo etezijsko strujanje. Tako te ciklone uzrokuju maksimum naoblake i padalina u proljeće i u rano ljeto. Ciklone koje se gibaju spomenutim putanjama Vb i Vc donose najviše padalina panonskom i peripanonskom dijelu naše zemlje. Uzrokuju povećanje padalina u rano ljeto i u jesen. Ciklone koje se gibaju paralelno s uzdužnom osi Jadranskog mora prema sjevernoj Grčkoj, ciklone koje se gibaju putanjom Vd, donose padaline prije svega primorskom pojasu i planinama u neposrednom zaleđu (ta je putanja najfrekventnija u ožujku i studenome, odnosno u hladnom dijelu godine), a najviše utječu na pluviometrijski režim južnog Jadrana. Ciklone koje se gibaju po toj putanji uzrokuju vrlo pravilnu smjenu vjetrova na Jadranu. Prolazu ciklone u toj putanji prethodi jugo, a nakon prolaza hladne fronte smjenjuje ga bura. Ako je temperatura dovoljno niska, u planinama u unutrašnjosti pada snijeg, a na primorju i na otocima kiša. Putanjom Ve putuju ciklone najčešće od siječnja do travnja (Apenini usmjeruju te ciklone na Tirensko more), pa one djelomično utječu na pojačanje sekundarnog, proljetnog maksimuma kiše u cijelom našem primorju. U čvorištima putanja ciklone se često sporije gibaju ili se povremeno čak i zaustave. Pluviometrijski režim jednog mjesta, tj. godišnji hod padalina, najviše ovisi o čestini, odnosno o broju i dobu prolaza ciklona. Ciklone se mogu gibati preko bilo kojeg dijela kopna i mora, pa njihove putanje nisu tako »kanalizirane« kako je shematski prikazano na sl. 417. To je jedan od uzroka teškoća pri prognoziranju vremena, jer nije uvijek lako odrediti kojom će se putanjom gibati ciklona i gdje će i koliko skrenuti sa svoga »koridora«.

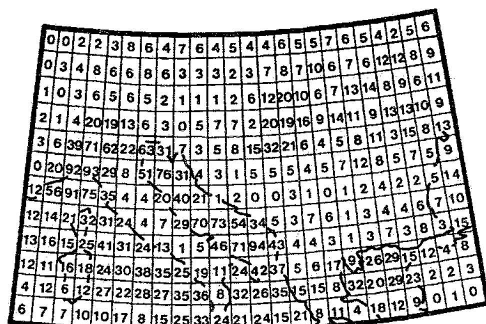
Na sl. 417. samo su kvalitativno prikazani smjerovi gibanja ciklona, odnosno iz te se slike ne može zaključiti koje su putanje frekventnije, gdje prolazi više, a gdje manje ciklona. To ćemo sada razmotriti. Najprije ćemo razmotriti (sl. 418.) odakle ciklone dolaze i koliko ih dolazi u šire područje naše zemlje, koje je interesantno za razvoj vremena u nas (dakle, ne govori se o ciklonama koje su nastale u prikazanu četverokutu). Brojke pokraj strelica pokazuju



Sl. 418. Broj ciklona koje su u razdoblju 1951.-1960. god. prodrle u područje obuhvaćeno prikazanim četverokutom (Đ. Radinović, 1965.)

koliko je ciklona u 10-godišnjem razdoblju od 1951. do 1960. god. došlo u prikazani četverokut preko segmenta od 4°. Najveći je broj ciklona došao iz Tunisa preko Sicilije, odnosno mora južno od nje, zatim iz zapadnog Sredozemlja i kroz koridor između Alpa i Pireneja. Očito je da je najveći broj ciklona došao s morskih prostranstava, ili s Mediterana, ili s Atlantika, odnosno sa zapada. Iz svih ostalih smjerova došlo je malo ciklona, što znači da ih malo dolazi s kontinentskog sjevera kao i s istoka, jer se vrlo malo ciklona giba od istoka prema zapadu.

Korak dalje učinit ćemo analiziramo li čestinu broja prolaza centara ciklona. Ta će nam analiza djelomično otkriti trajanje zadržavanja, ali i to gdje najčešće prolaze centri ciklona. U prikazanu četverokutu, koji je podijeljen na manja polja od po 1° geografske dužine i 1° geografske širine, analizirana je pojava centara ciklona, bilo da su nastala u tom području, bilo da su došle izvana. Ako se gleda dinamički, očito je da sl. 419. prikazuje čestinu prolaza centara ciklona po pojedinim putanjama. (Za početak ciklogeneze uzeta su tri sata prije termina u kojemu je prvi put na sinoptičkoj karti zabilježena zatvorena izobara.) Za vrijeme iščezavanja ciklone uzeta su tri sata poslije posljednjeg termina u kojemu je izobara na sinoptičkoj karti još bila zatvorena. U obzir su uzeti svi primjeri ciklonske cirkulacije kada se centar zatvorene izobare nalazio u granicama određene površine. Brojevi na karti 419. koji pokazuju broj identificiranih centara ciklona dobiveni su jednostavnim brojenjem koliko je puta u jednakim vremenskim intervalima identificiran centar ciklone u određenom četverokutu. U ciklogenetskim područjima, ondje gdje nastaju ciklone, mora biti više identificiranih centara ciklona. To isto vri-

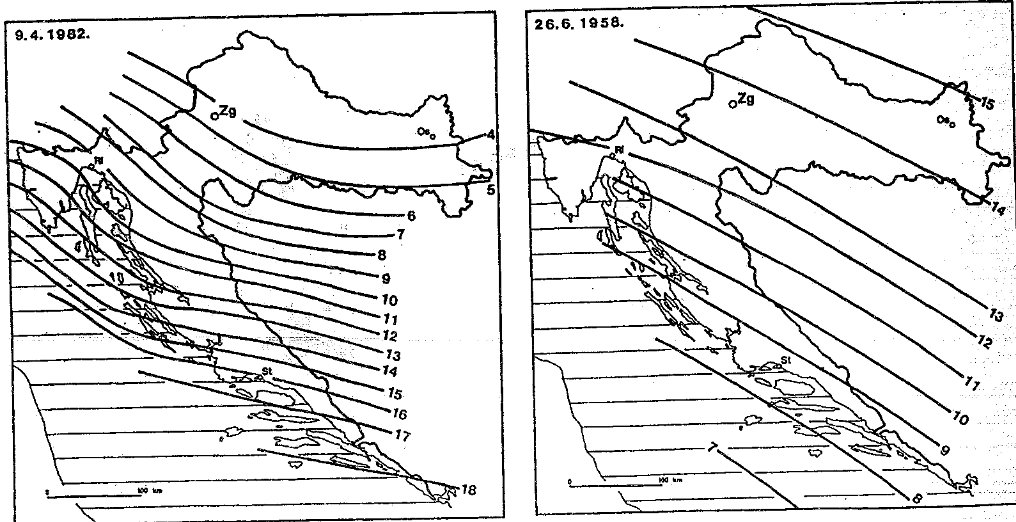


Sl. 419. Broj identificiranih centara ciklona u razdoblju 1951.–1960. god. (Đ. Radinović, 1965.)

jedi i za četverokute preko kojih najčešće prelaze centri ciklona. Tek sada možemo opaziti da su van Bebberove putanje vrlo različito frekventirane. Za razvoj vremena u našoj zemlji važna je činjenica da su centri ciklona češće identificirani u četverokutima na Jadranskome moru nego u unutrašnjosti (broj centara ciklona opet se povećava u istočnoj Hrvatskoj). Ciklone najčešće prelaze preko mora i prostranih ravnica, te po suženjima između planina (zaleđe Rijeke), a »izbjegavaju« kopno i visoke reljefne oblike. (Iz toga proizlazi da nije točna pretpostavka o postojanju putanje ciklona preko Dinarida, kako je prikazano na sl. 329., nego da je točnija stara van Bebberova shema, točnija barem za taj dio Sredozemlja.)

S gibanjem odnosno premještanjem zračnih masa naglo se mijenja vrijeme i veličine svih meteoroloških elemenata; te su promjene najintenzivnije na kontaktu dviju zračnih masa, odnosno na frontalnim plohama. Zato će biti korisno vidjeti kojeg su reda veličine brzine prodora zračnih masa, odnosno gibanje fronti. Iz klasifikacije zračnih masa možemo zaključiti da postoje topli i hladni prodori (ili prodori toplog i hladnog zraka).

Prodori toplog zraka uglavnom su postupni, a u Hrvatsku najčešće dolaze iz južnoga kvadranta (tropske zračne mase). Pokatkad topli prodori mogu biti vrlo intenzivni, tj. prati ih nagli i jak porast temperature, osobito u zavjetrini Dinarida (tj. sjeverno od njih), zbog djelovanja fenskog efekta. Topli prodori ljeti u vezi su s istočnim strujanjem u kontinentskim polarnim zračnim masama. Topli prodori dolaze često s jugozapada, a pokatkad i sa sjeverozapada, i to onda kad topli zrak prodre u zapadnu Europu, pa se u niže geografske širine vraća kao sjeverozapadna struja. I tada je u zavjetrini Alpa važan fenski efekt. Hladni prodori u Hrvatskoj uglavnom su intenzivniji. U našu zemlju hladni zrak prodire s istoka (u primorju tada puše bura), sjeveroistoka (kontinentski polarni zrak prelijeva se preko Karpata), sjevera, sjeverozapada, zapada i jugozapada. Pokatkad u Hrvatsku istodobno prodre hladni zrak s dviju, pa čak i s više od dviju strana. (Prodor hladnog zraka s dviju strana dogodi se npr. onda kad maritimni polarni zrak prodre u zapadnu



Sl. 420. Lijevo: izokrone premještanja hladne fronte 9. IV. 1982. god. (M. Sijerković, 1988.); desno: izokrone premještanja hladnog zraka s jugozapada 26. VI. 1958. god. 7 – 15 h (P. Gburčik, N. Đorđević, 1963.)

Europu, zaustavi se pred Alpama, pa je prisiljen zaobilaziti ih sa zapada i istoka.) Tako taj hladni zrak nakon stanovita vremena prodre u Hrvatsku s jugozapada (preko Jadrana) i sjeverozapada (preko Panonske zavale); shema takvog hladnog prodora prikazana je na sl. 326.

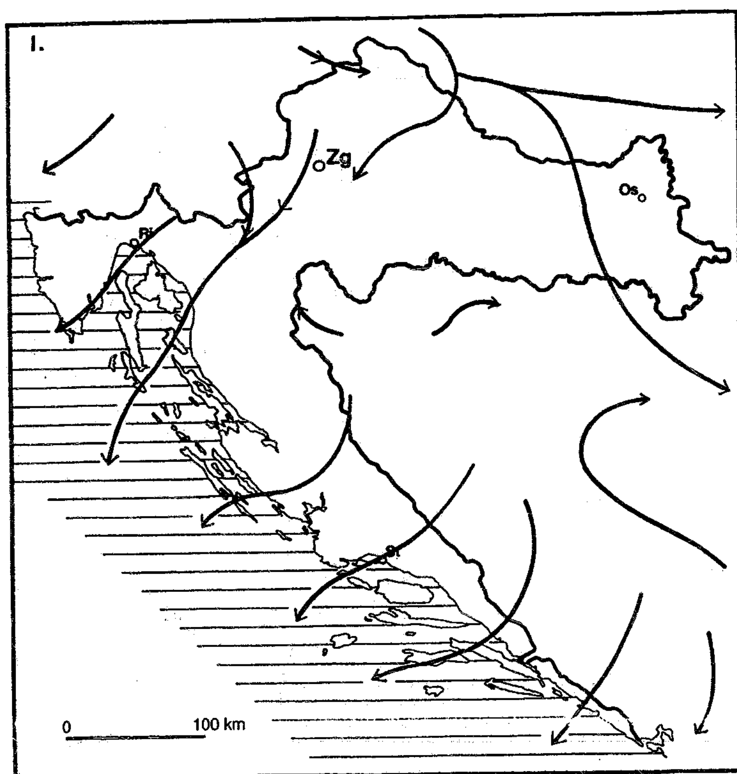
Na sl. 420., lijevo, prikazano je gibanje hladne fronte preko Hrvatske za vrijeme jednog prodora hladnog zraka sa sjevera. Hladni sjeverni prodori češći su prodori hladnog zraka u Hrvatsku (i susjedne zemlje). Često su praćeni grmljavinskim nepogodama, ljeti iznad kopna, a zimi i iznad mora. Dana 9. 4. 1982. u 00:00 UTC centar ciklone bio je iznad središnjeg dijela Baltičkog mora odakle se hladna fronta povijala sve do Katalonije. U nizinskoj sjevernoj Italiji nastala je sekundarna ciklona. Tako je nešto prije 4 h hladna fronta prešla u nizinski dio Hrvatske. Hladna fronta za vrijeme takvih prodora stagnira često u prijepodnevnim satima da bi u poslijepodnevnima s povećanom brzinom prodrla dalje na jug. Nije riječ, dakle, o jednoliku prodiranju hladne fronte, odnosno hladnog zraka. Ljeti, kad se tlo brzo zagrijava, prodrli se hladni zrak brzo transformira, tako da malo kada dospije do Sredozemlja, a kad i dođe, vrlo je oslabljen. Početkom ljeta takav se hladni zrak danju vrlo zagrije od podloge dok nad njim struji zrak s jugozapada. U takvoj situaciji u poslijepodnevnim satima nastaju kumulonimbusi, nerijetko s tučom. Takvi hladni sjeverni prodori donose padaline kontinentskoj unutrašnjosti, a sjevernom Jadranu najčešće razvedravanje s burom (zagrijavanje zraka zbog spuštanja s veće visine na more). Ako prodrli zrak nije vrlo hladan, njegova se temperatura adijabatičkim zagrijavanjem može izjednačiti s temperaturom zraka ispred hladne fronte, pa se u primorju takav prodor hladnog zraka često gotovo i ne osjeti. Kad je prodrli zrak vrlo hladan, onda u primorju puše jaka bura, a temperatura naglo i jako padne nakon prolaza hladne fronte. Na sl. 420., lijevo, jasno se vidi da je prodor hladne fronte bio usporen pred Dinaridima, a iz pružanja izokrona (sjeverozapad-jugoistok) vidi se da su Dinaridi usmjeravali prodor hladnog zraka na jug; zato su izokrone gotovo paralelne s uzdužnom osi Jadranskog mora.

Na sl. 420., desno, prikazan je hladni prodor s jugozapada, sa Sredozemlja; bio je intenzivan, pa je u jednom danu prešao preko cijele Hrvatske i susjednih zemalja. Takvi su hladni prodori relativno rijetki i ne donose osjetnije zahlađenje. U vezi su s prodorom maritimnog polarnog zraka u zapadno Sredozemlje gdje se on brzo transformira zagrijavanjem i vlaženjem od podloge. Prije takva jugozapadnoga hladnog prodora, u primorju puše jugo, zatim se vjetar stišava i počinje kiša, a poslije se hladni zrak prelije preko Jadrana i Dinarida u unutrašnjost. Pritom se dinamički zagrijava tako da u unutrašnjost uglavnom ne donosi nikakvo zahlađenje. Na karti se vidi da je 26. 6. u 06:00 UTC hladni zrak došao do Jadrana, a ispred njega je puhao vjetar iz južnoga kvadranta. Stigavši do Dinarida, hladni prodor nešto je usporen (gušće izokrone), da bi nakon prelaska te planinske barijere još brže prodro na sjeveroistok. (Nad Panonskom zavalom brzina kretanja hladne fronte bila je dva puta veća nego nad Dinaridima.) Nakon prijalaza hladne fronte vjetar je skrenuo na jugozapad. Kiše nije bilo u zavjetrini Dinarida, što je posljedica fenskog efekta, a na privjetrenim je padinama padala kiša.

4.3.4. OPĆA CIRKULACIJA ZRAKA

Iz prosječne raspodjele tlaka (sl. 404. i 405.) određuje se prosječno strujanje zraka; i ovog ćemo puta uzeti siječanj i srpanj. To je tek prvi korak u upoznavanju stvarnog, vrlo zamršenog strujanja u vezi sa sekundarnom cirkulacijom, s cirkulacijom u ciklonama i anticiklonama. Strujanje zraka je vrlo važan meteorološki element za upoznavanje klime jedne zemlje jer zračne struje prenose toplinu i vodenu paru. (Pomoću vektorskih srednjaka vjetra pri tlu, se konstruiraju strujnice koje prikazuju opći smjer vjetra u većem promatranom prostoru, tj. pokazuju kakvo je strujno polje.)

U siječnju (sl. 421.) rezultantno strujanje u širem obalnom području ima smjer bure, tj. od kopna prema moru. U planinskim predjelima gdje se vjetar »kanalizira« (planinski prijevoji) brzina je vjetra mnogo veća nego na moru. U blizini obale strujnice su pretežno okomite na obalnu crtu. Idući prema moru, one mijenjaju smjer i zakreću prema srednjem i južnom Jadranu gdje se najčešće nalazi polje niskog tlaka. To je posljedica hladnih prodora sa sjeveroistoka. Iako je jugo zimi čest vjetar, ono ne mijenja bitno strujno polje jer se smjer bure i juga razlikuju samo za oko 90°. Ostali smjerovi vjetra nisu bitni. Vjetrovi u unutrašnjosti su slabiji, a stalnost im je manja. Na zapadu Hrvatske nalazi se područje divergencije; zrak »istječe« iz grebena visokog tlaka, dijela prostranog polja visokog tlaka na zapadu. Drugo područje divergencije nalazi se u zapadnom dijelu Bosne i Hercegovine, između Une i Sane, a posljedica je postojanja visokog tlaka na nešto većoj visini. U južnom dijelu Panonske zavale



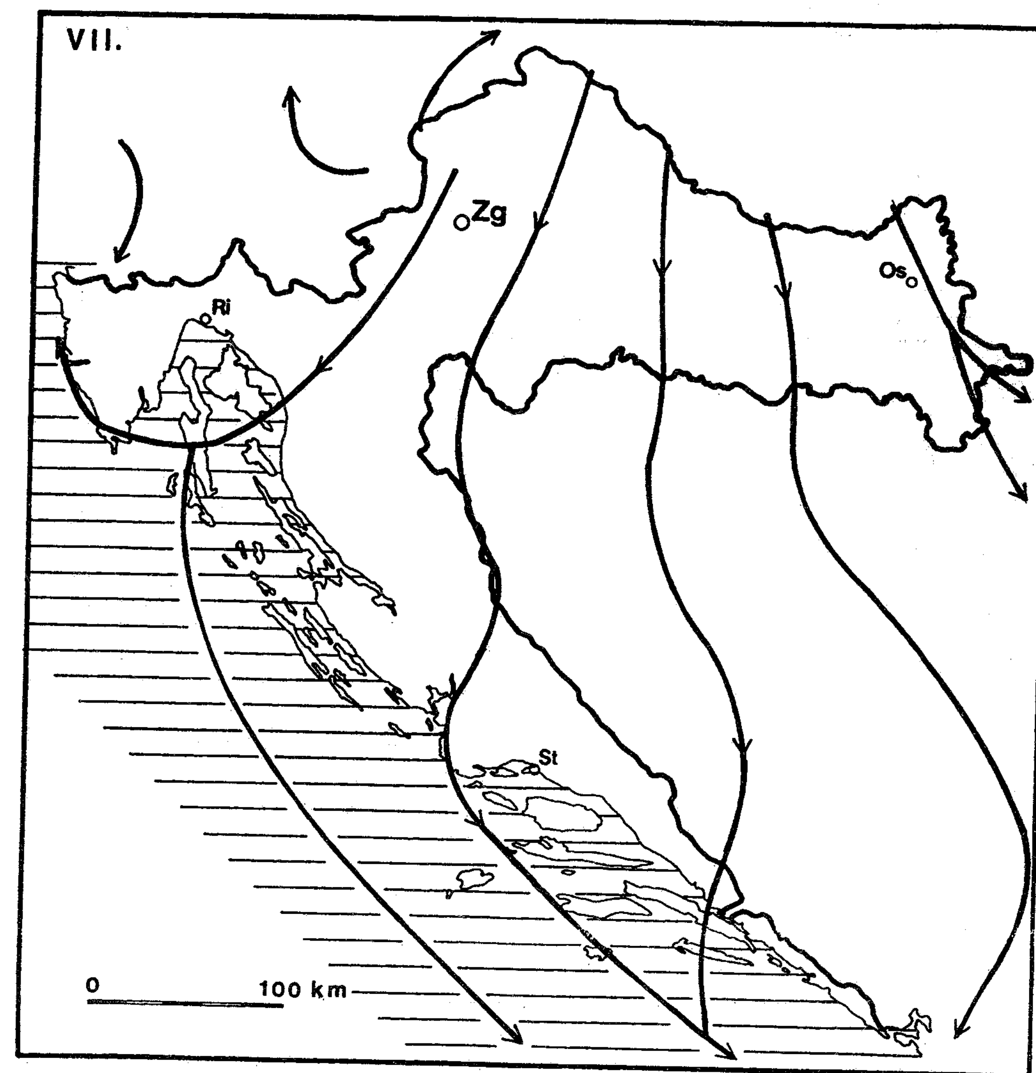
Sl. 421. Strujno polje u siječnju; srednje stanje 1949.–1958. god. (B. Penzar, 1977. b)

rezultantno je strujanje zapadno. Jedna grana te struje zakreće po istočnom obodu Alpa prema sjevernom Jadranu, a druga je grana usmjerena prema jugoistoku, te skupa kao sjeverozapadna struja zahvaćaju istočnu Hrvatsku.

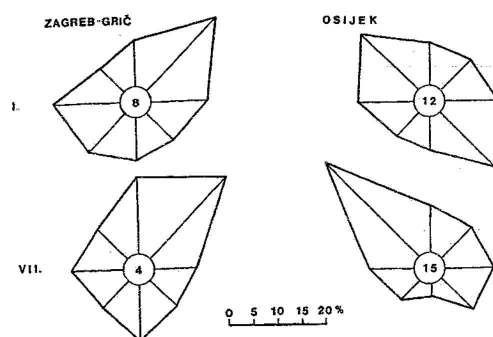
U *srpnju* (sl. 422.) dominira strujanje na prednjoj strani grebena visokog tlaka (azorski maksimum), koje je u unutrašnjoj Hrvatskoj pretežno sjevernog smjera. Na pučini Jadranskog mora struji zrak sa sjeverozapada, paralelno s uzdužnom osi Jadrana. Jedino se u samoj unutrašnjosti toga grebena vidi istjecanje zraka u raznim smjerovima, a središte je te divergencije u dolini Sutle. Iako su različita smjera, te su struje dio općeg strujanja koje se naziva etezijskim strujanjem. Ono je najizrazitije na Jadranu.

U prethodnom je primjeru opće strujanje u siječnju i srpnju izračunato pomoću vektorskih srednjaka smjera vjetra u pojedinim postajama, tj. zračno je strujanje pojednostavnjeno prikazom dominantnog smjera vjetra, a iz njega se ne vidi kolika je čestina ostalih smjerova vjetra. U klimatologiji je uobičajeno da se čestina raznih smjerova vjetra prikazuje ružama vjetrova; one su korak dalje u upoznavanju stvarnog strujanja u nekoj postaji jer pokazuju koji vjetrovi uopće pušu i kolika je njihova čestina. I u tom će se primjeru najpotpunija slika dobiti analizom ruže vjetrova u ekstremnim mjesecima; ona mnogo više »govori« nego ruža vjetrova za cijelu godinu. Najprije ćemo promatrati dvije postaje u unutrašnjosti zemlje, Zagreb i Osijek (sl. 423.). Prije analize ruže vjetrova u tim dvjema postajama, korisno je osim sl. 404. i 405. još jednom pogledati sl. 326. da bismo se prisjetili kako Alpe utječu na strujno polje u našoj zemlji. Tu shemu treba upoznati to više što su takvi podaci prvi korak u upoznavanju stvarnog stanja jer su prodori atlantskog zraka vrlo česti. (Ipak, potrebno je posebno upozoriti na činjenicu da ruža vjetrova pokazuje čestinu smjera vjetra u pojedinim terminima, a ne njihovu snagu, odnosno brzinu. Zato će katkad biti relativno važno prikazati i lokalnu cirkulaciju kao što je zmorac i kopnenjak na otocima i na obali, ili danik i noćnik u podnožju brda i planina. Smjer vjetra vrlo ovisi o lokalnoj topografiji, pa je i to važno poznavati za ispravno opisivanje ruže vjetrova.) Za strujanje u vezi s prodorima maritimna polarnog zraka bitno je da se pod utjecajem Alpa ono cijepa u dva dijela. Na zapadu ta struja skreće udesno te kao sjeveroistočni vjetar preko Zagreba dolazi na sjeverni Jadran. Nešto dalje na istoku ta struja skreće ulijevo pa u Osijek dolazi kao vjetar iz zapadnoga kvadranta. Ti su prodori česti i u srpnju, pa su ti vjetrovi vrlo važni u obje postaje. Prije prodora atlantskog zraka, Hrvatsku, a najdulje južni Jadran, zahvati jugoistočno strujanje, koje je osobito često u siječnju. Osim vjetra, za klimu je vrlo važna i tišina (iako se o tome uglavnom manje govori nego o vjetru; npr. važnost tišine za izmjenu topline između podloge i atmosfere, za postanak inverzije itd.). Uspoređenjem Zagreba i Osijeka potvrđuje se već poznata zakonomjernost da tišine ima češće u kontinentskoj unutrašnjosti nego bliže moru, odnosno više nego u planinama kao što su Medvednica te Alpe dalje na zapadu. Tišine su češće u Osijeku nego u Zagrebu.

Zračno je strujanje (relativno više u prošlosti, u doba jedrenjaka, nego danas) posebno važno u našim primorskim krajevima i na otocima. Zbog velikoga temperaturnoga gradijanta u obalnom pojasu i zbog nagomilavanja hladnog zraka iza obalnih planina, napose u hladnom dijelu godine, proizlazi mnogo jača vjetrovitost na našoj obali nego u kontinentskoj unutrašnjosti. Za primorske je krajeve tipična vrlo česta i nagla smjena vjetrova. U svako-



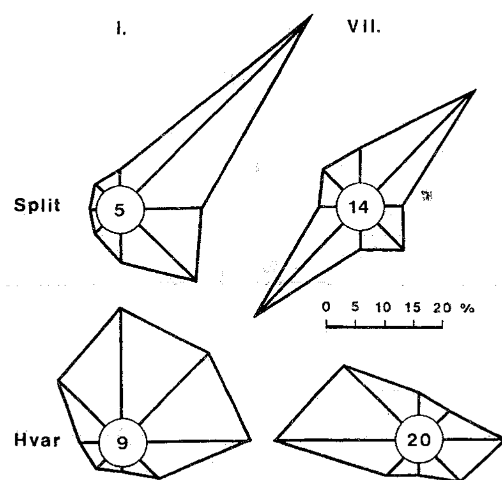
Sl. 422. Strujno polje u srpnju; srednje stanje 1949.–1958. god. (B. Penzar, 1977. b)



Sl. 423. Ruža vjetrova za Zagreb i Osijek; srednjaci iz razdoblja 1949.–1958. god.

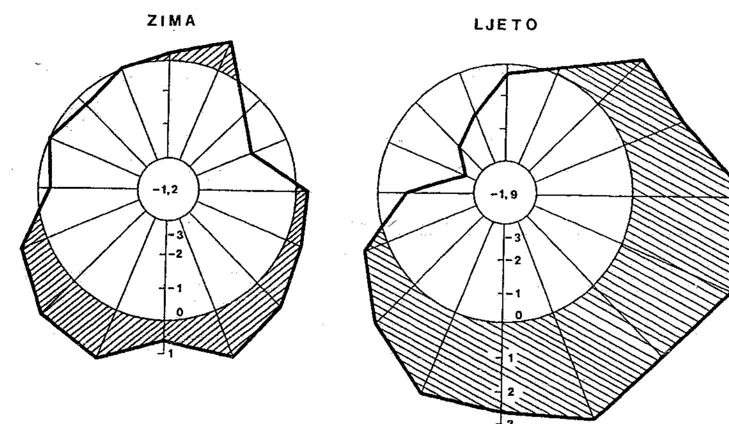
dnevnom životu pomorac i ribar neposredno ovise o vjetru, o njegovu smjeru i jakosti. Smjer vjetrova znatno ovisi o pružanju i konfiguraciji obale (važnost planinskih prijevoja) i otoka. Kako za primorje tako i za kontinentsku unutrašnjost ipak je najvažnije strujanje u ciklonama i anticiklonama, a smjerovi se vjetra u tim baričkim sistemima neprestano mijenjaju zbog njihova gibanja.

Ako malo pomnije promotrimo sl. 424., lako ćemo uočiti bitne karakteristike. Prije svega uzmimo da je Split dobar reprezentant zračnog strujanja na obali, a Hvar tipičan predstavnik strujanja na otocima. U Splitu, tj. na obali, izrazitija je dominacija samo dva smjera vjetrova, a na Hvaru takve polarizacije nema. (Važni su lokalni topografski uvjeti jer je na pučini, npr. na Palagruži, strujanje jednostavnije s izrazitijom prevagom strujanja paralelnog s uzdužnom osi Jadranskog mora.) U siječnju dominira bura, vjetar iz sjevernoga kvadranta, ali se odmah opaža da je čestina bure veća u Splitu nego u Hvaru ili, bolje rečeno, smjer bure u Splitu (sjeveroistok) konstantniji je nego u Hvaru. Znamo da je pritom vrlo važan utjecaj reljefa (prijevoj pokraj Klisa, a u zaleđu Hvara nešto slično ne postoji). Bura puše i u srpnju, ali se zbog manje snage njezin utjecaj gubi na otocima. Najveći dio NE komponente u Splitu čini kopnenjak. U srpnju je bitan vjetar s mora; u Splitu je to jugozapadni vjetar (zmorac), a u Hvaru zapadni i sjeverozapadni (maestral). Svi su ostali vjetrovi u srpnju – barem po čestini – sporedni. Na Jadranu je vrlo važno i jugo. Njegova je čestina veća u Hvaru (gdje ono puše kao istočnjak) nego u Splitu (gdje je ono jugoistočnjak). Usporedbom Splita i Hvara u oba prikazana mjeseca zaključuje se da je tišina češća u Hvaru nego u Splitu.



Sl. 424. Ruža vjetrova za Split i Hvar; srednjaci iz razdoblja 1961.–1990. god.

Poznavanje čestine smjerova vjetrova praktično je vrlo važno, jer su fizička svojstva zraka koji dolazi s određenim vjetrom vrlo različita. Zato ćemo navesti nekoliko primjera. Stanovitu praktičnu važnost ima veličina temperature u vrijeme puhanja vjetra određenog smjera, odnosno kakve su termičke karakteristike vjetra. Obje te veličine grafički se prikazuju *termičkim ružama vjetrova*. Iz termičkih ruža vjetrova nije uobičajeno izravno zaključivati o temperaturi zračnih masa, jer – osim nekih faktora većih dimenzija – pri određivanju temperature u odnosu prema vjetru vrlo su važne mjesne okolnosti. Usprkos tome, postoji određena veza između smjera vjetra i odstupanja temperature od njezine srednje (sezonske ili mjesečne) vrijednosti, jer su smjerovi vjetra odraz gibanja zraka u jednoj zračnoj masi. Pritom zrak koji dolazi nad jednu postaju može biti hladniji ili topliji od sezonskog (ili mjesečnog) srednjaka. Budući da postoji velika razlika između temperature zraka u kontinentskoj polarnoj zračnoj masi ljeti i zimi, sve je to najpovoljnije analizirati posebno ljeti, a posebno zimi (ili u svakome pojedinome mjesecu). Usprkos ograničenjima, zanimljivi se podaci dobivaju ako se prikažu odstupanja srednje temperature za pojedine smjerove vjetrova od srednje sezonske temperature. Kao primjer uzet ćemo termičke ruže vjetrova u Lučkome pokraj Zagreba (sl. 425.). Zimi, kad nema vjetrova, temperatura je od srednjaka zimske temperature niža za 1,2 °C, a ljeti za 1,9 °C (brojke u središtu dijagrama); to dokazuje radijacijsko ohlađivanje zraka. Temperatura opada i poslije prodora toploga zraka jer takve prodore prate padaline i opće sniženje temperature poslije prolaza hladne fronte. Ta dva faktora zajedno ponište efekt povišenja temperature zagrijavanjem hladnog zraka. Usporede li se termičke



Sl. 425. Srednja termička ruža vjetrova ljeti i zimi u Lučkome pokraj Zagreba 1949.–1955. god.; iscrtkano je označena temperatura iznad prosjeka (B. Makjanić, 1959. a)

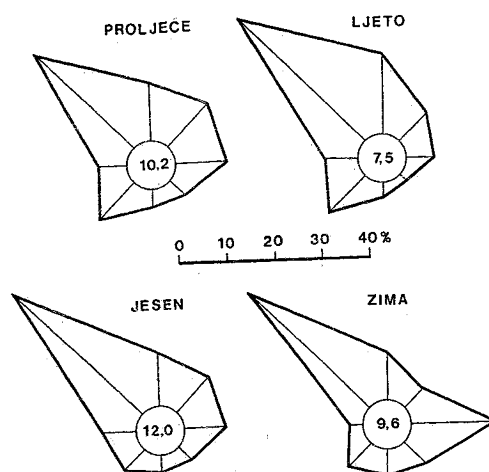
ruže vjetrova za zimu i ljeto, vidi se da se ne može jednostavno zaključivati; zato je bolje analizirati svako godišnje doba zasebno.

Zimi se primjećuje da je toplije od prosjeka ako pušu vjetrovi od zapada-jugozapada prema istoku; to bi bili pretežno vjetrovi vezani uz cirkulaciju u ciklonama, uz cirkulaciju u njihovim toplim sektorima (jednostavno bi se mogli svesti pod zajednički naziv »jugovina«), a u vezi su s advekcijom topline. Iznenađuje da je zimi toplije od prosjeka kad puše NNE vjetar; autor to objašnjava fenskim efektom, koji nastaje u zraku što se spušta preko susjedne Medvednice. Osobito jako rashlađuje ENE vjetar.

Drukčija je situacija ljeti. Znatno su niže temperature od prosjeka onda kada pušu vjetrovi od zapada preko sjeverozapada prema sjeveru; temperaturu osobito snizuje WNW vjetar. To su vjetrovi koji dolaze s Atlantskog oceana, a on je ljeti relativno hladan, pa i zrak koji s njega dolazi nad toplije kopno djeluje rashlađujuće. Svi ostali vjetrovi povisuju temperaturu iznad prosjeka; to osobito vrijedi za istočni vjetar (3,6 °C), ESE vjetar (3,7 °C), jugoistočni vjetar (3 °C) i SSE vjetar (3,4 °C), tj. za sve one vjetrove koji pušu iz zagrijane kontinentske unutrašnjosti.

Zimska i ljetna termička ruža vjetrova prosjek je triju zimskih, odnosno ljetnih mjeseci. Još izrazitije razlike dobivaju se ako se analiziraju ruže vjetrova u pojedinim mjesecima. Tako npr. u kolovozu istočni vjetar povisuje temperaturu za 4,9 °C iznad srednjaka za kolovoz, a ESE vjetar čak za 5 °C. Suprotno tome WNW vjetar snizuje temperaturu za 3,1 °C manje od prosjeka za kolovoz, NW i NNW za 2 °C itd. Zanimljivo je da je za vrijeme tišine temperatura u svim mjesecima bez izuzetka niža od prosječne sezonske i mjesečne temperature; najveće takvo sniženje temperature u Plesu je u srpnju (–2,5 °C), a najmanje u listopadu (–0,1 °C). Tako nastaju uvjeti za radijacijsko ohlađivanje, odnosno za postanak inverzije.

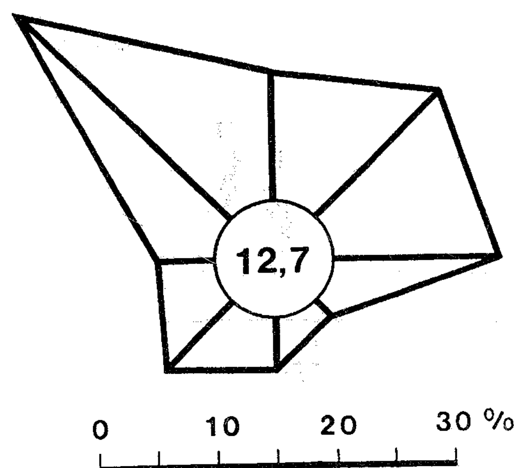
Smjer vjetra treba poznavati i zato što postoji uzročno-posljedična veza između vjerojatnosti padalina i čestine smjera vjetra ili, još jednostavnije, potrebno je poznavati koji vjetar »donosi« kišu. U svakom dijelu Hrvatske praktički je nešto drukčije, ali se ipak pokazalo da u pojedinim dijelovima naše zemlje (kao i svagdje drugdje) postoje neki vjetrovi koji su tijesno povezani s pojavom padalina. Zato ćemo utvrditi odnos između kiše (ne količine kiše!) i smjera kišonosnog vjetra u blizini Zagreba (sl. 426.). (Raspodjela vjetrova s kišom dana je u postocima ukupnog broja termina u kojima je zabilježena kiša, tj. kad je kiša padala. Na primjer, u proljeće je 28,5% termina kad je padala kiša puhao sjeverozapadni vjetar, ili, uz 10,2% termina kad je padala kiša uopće nije bilo vjetra.) Da bismo bili što bliži stvarnom stanju, nećemo analizirati neko srednje godišnje stanje, nego ćemo razmotriti godišnja doba (a još točniji podaci dobili bi se analizom mjesečnih vrijednosti). Odnos smjera vjetra i padanja kiše u Lučkome primjer je međusobna odnosa tih klimatskih elemenata u srednjoj Hrvatskoj. U sva četiri godišnja doba dominira kišonosni vjetar sjeverozapadnjak. U pojedinim godišnjim dobima samo se nešto malo mijenja relativni udio pojedinih smjerova. Ljeti raste relativna važnost sjevernog vjetra, a zimi se znatno poveća relativna važnost istočnog vjetra. Relativna važnost pojedinog smjera vjetra mnogo ovisi o lokaciji ciklona, a kako se njihovim gibanjem više ili manje pravilno smjenjuju i vjetrovi, odnos pojedinih smjerova vjetrova i padanje kiše ne mijenja se bitno u tijeku godine. Sve nas to može navesti na važan zaključak da je veći dio kiše (i padalina uopće) u umjerenim geografskim širinama,



Sl. 426. Odnos pojave kiše i smjera kišonosnog vjetra (u postocima ukupnog broja motrenja) u Lučkome pokraj Zagreba 1949.–1955. god. (B. Makjanić, 1959. a)

pa tako i u našim krajevima, genetski vezan uz ciklone, i to u svim godišnjim dobima, pa tako i ljeti. Izrazita povezanost između sjeverozapadnog vjetra i padanja kiše potvrđuje prethodni zaključak i zato što je očito da kiša najčešće ne pada samo u vrijeme prolaska hladne fronte, nego i stanovito vrijeme poslije nje.

Ovisnost padanja kiše i svih drugih padalina o smjeru vjetra toliko je važno da ćemo posebno razmotriti odnos između padanja snijega i smjera vjetra koji je puhao u terminu kad je zabilježeno da je padao snijeg (sl. 427.). Ili, još jednostavnije, potrebno je utvrditi koji vjetar puše kad pada snijeg. I to ćemo razmotriti na primjeru srednje Hrvatske. Padanje snijega bitno ovisi o temperaturi zraka, a temperatura zraka tijesno je povezana sa smjerom vjetra, jer dobrim dijelom ovisi o termičkim uvjetima u kraju iz kojega puše »snjegonosni« vjetar. Iz toga proizlazi zaključak da bi se odnos pojave snijega i smjera vjetra morao nešto razlikovati od odnosa smjera vjetra i padanja kiše (sl. 426., zima). Ostaje i dalje bitna činjenica da je u većini termina s padanjem snijega (ne vidi se koliko je snijega palo) puhao sjeverozapadnjak. Vidi se veliko povećanje relativnog udjela sjeveroistočnog vjetra, i u tome je zapravo razlika između kiše i snijega zimi, jer se udio sjevernog i istočnog vjetra za vrijeme padanja snijega i kiše ne mijenja bitno. Kao i u prethodnom primjeru, postoji najtješnja veza između strujanja u ciklonama i padanja snijega. Snijeg najčešće pada nakon prolaza hladne fronte, kad je temperatura tako niska da umjesto kiše pada snijeg (iz toplog zraka koji je visoko).

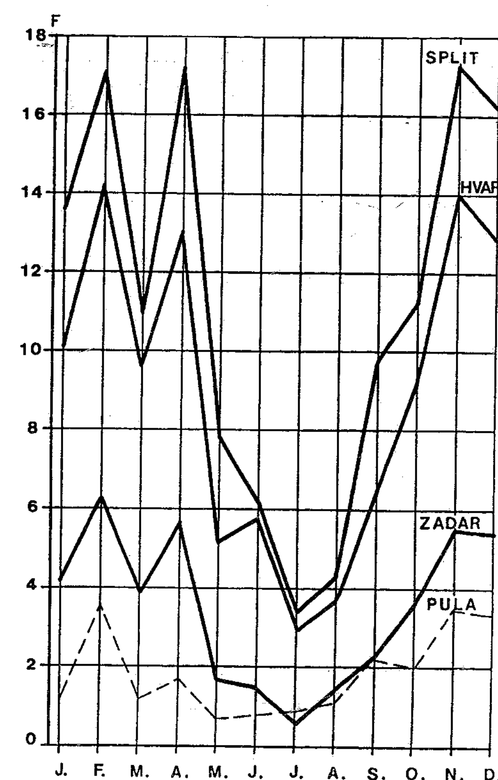


Sl. 427. Padanje snijega zimi u ovisnosti o smjeru vjetra (u postocima ukupnog broja termina u kojima je padao snijeg) u Lučkome pokraj Zagreba, 1949.–1955. god. (B. Makjanić, 1959. a)

4.3.5. GLAVNI VJETROVI U HRVATSKOJ

U najvećem dijelu Jadrana *jugo* je jugoistočni (ne južni!) vjetar, tj. puše paralelno s uzdužnom osi Jadranskog mora. Najčešće puše približno 3 – 9 dana, iznimno i do 3 tjedna (tada podiže razinu mora, osobito na sjevernom Jadranu, Venecija je »pod vodom«, a slično je i u mnogim našim lukama); duže traje u hladnom nego u toplom dijelu godine. Jugo puše ravnomjerno, s prosječnom snagom 4 – 5 bofora, iznimno 8 – 9 bofora. Jako jugo neki nazivaju *južinom*. Diže velike valove, pa je opasno za plovidbu. Valovi dolaze već prije vjetra, a stanovito se vrijeme kao »mrtvo more« zadrže i poslije juga. Jugu prethodi pad tlaka; u početku je vjetar slab, a s vremenom sve više jača, pa – postoji li velik horizontalni gradijent tlaka – može postići orkansku snagu. Temperatura i relativna vlažnost rastu. Kad prijeđe frontalna ploha, jugo naglo nestaje, a smijeni ga bilo koji drugi vjetar, najčešće bura, pa južni, jugozapadni ili zapadni vjetar. Jugo može prijeći u buru i preko vjetrova iz istočnoga kvadranta.

Jugo se ubraja u skupinu vjetrova iz južnoga kvadranta, koji se zajednički nazivaju *široko* ili



Sl. 428. Čestina F, odnosno srednji hod broja termina s jugom (> 3 bofora); 10-god. srednjaci 1949.–1958. god. (B. Makjanić, 1978.)

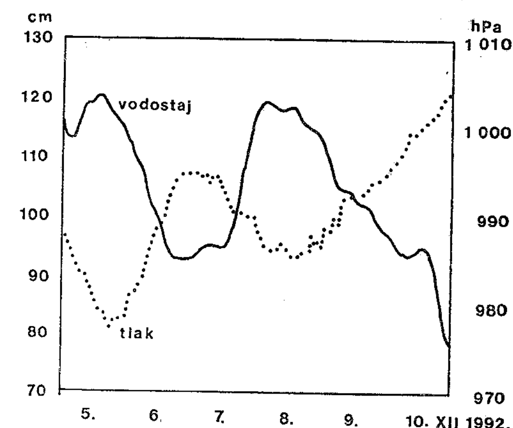
šilok[140]. Izvorišno područje zračne mase u kojoj puše jugo najčešće je sjeverna Afrika (cT zrak). Budući da prelazi preko Sredozemnog mora, zrak se navlaži, pa u našim krajevima uvijek puše kao relativno topao i vlažan vjetar te redovno donosi padaline. U Jadran prodire između Dinarida i Apenina, koji ga »kanaliziraju« prema sjeverozapadu. Zato je jugo jače i češće na južnom nego na sjevernom Jadranu (sl. 428.), jače je i češće u hladnom nego u toplom dijelu godine, duže traje u hladnom nego u toplom dijelu godine.

Budući da jačanje juga prati pad atmosferskog tlaka, to se odražava i na visinu razine Jadranskog mora. Za primjer ćemo promotriti olujno jugo na Jadranu 5. – 10. prosinca 1992. (V. Tutiš, S. Britvić, 1993.). Tom prigodom su u Bakru (sl. 429.) zabilježeni čak vrlo visoki vodostaji (srednji vodostaj u Bakru iznosi oko 73 cm). Bitno je uočiti da je svaki porast vodostaja praćen, odnosno uzrokovan, padom tlaka.

Detaljnija su istraživanja pokazala (B. Makjanić, 1978.) da je jugo najčešći u srednjem Jadranu, pa najveću čestinu juga imaju Split, Hvar i Palagruža, a ne Lastovo i Dubrovnik, kao što se uglavnom mislilo i kao što bi se očekivalo. Smanjenje čestine juga na južnom Jadranu može se povezati i s razlikama čestina kojima putuju ciklone po van Bebberovim putanjama Vb, Vc i Vd. Kao i bura, jugo nastaje na dva načina, ali je njegov smjer uvijek jednak.

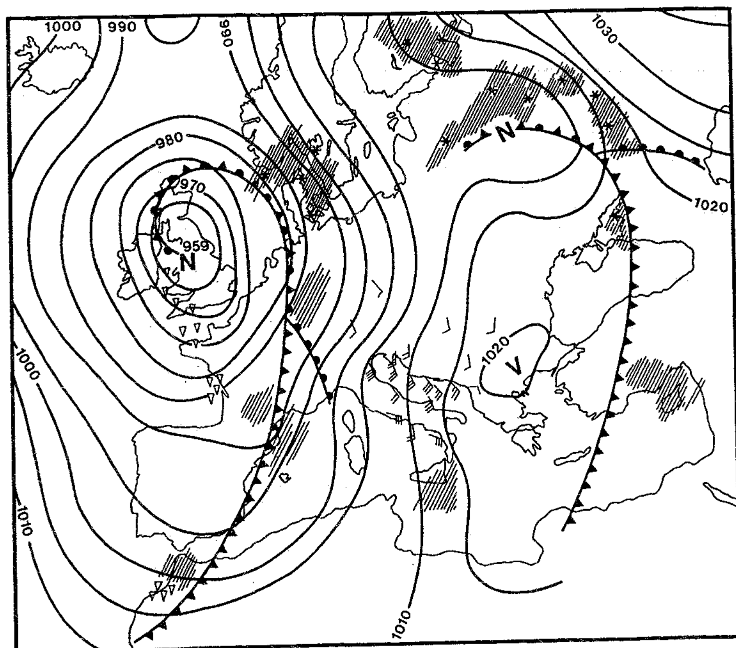
Anticiklonsko jugo nastaje onda kad se nad jugoistočnom Europom nalazi anticiklona, a ciklona je u zapadnom ili srednjem Mediteranu, ili onda kad se ciklona nalazi u zapadnoj ili sjevernoj Europi, a izobare na Mediteranu gotovo su pravocrtne.

Anticiklonsko jugo zapravo je istočni vjetar koji pod utjecajem Dinarida i Apenina poprima jugoistočni smjer. Nebo na Jadranu prekriveno je razbacanim tamnim (»tmastim«) oblacima, između njih se vidi vedro, intenzivno modro nebo. Temperatura je prilično visoka, a kiše uopće nema, ili je slaba i kratkotrajna. Ako je naoblaka malena, govori se o vedrom ili bistrom jugu. Zato se anticiklonsko jugo naziva i suhim jugom (»gnjilim jugom« ili »palcem«, jer »spaljuje« vegetaciju). Najčešće puše na prijelazu u hladno doba godine ili iz hladnoga u toplo, tj. u ranu jesen ili proljeće i rano ljeto. Ako se ciklona iz zapadnog Mediterana približi Jadranu, a anticiklona odmakne na istok, anticiklonsko jugo prijeđe u ciklonsko, a ono konačno u buru. Na sl.



Sl. 429. Srednje satne vrijednosti tlaka zraka u Rijeci-gradu i razine mora u Bakru (24-satni pokretni srednjaci) 5. – 10. 12. 1992. (V. Tutiš, S. Britvić, 1993.)

[140] Široko potječe od talijanskog naziva *scirocco* ili *siroco* (u nas šilok)



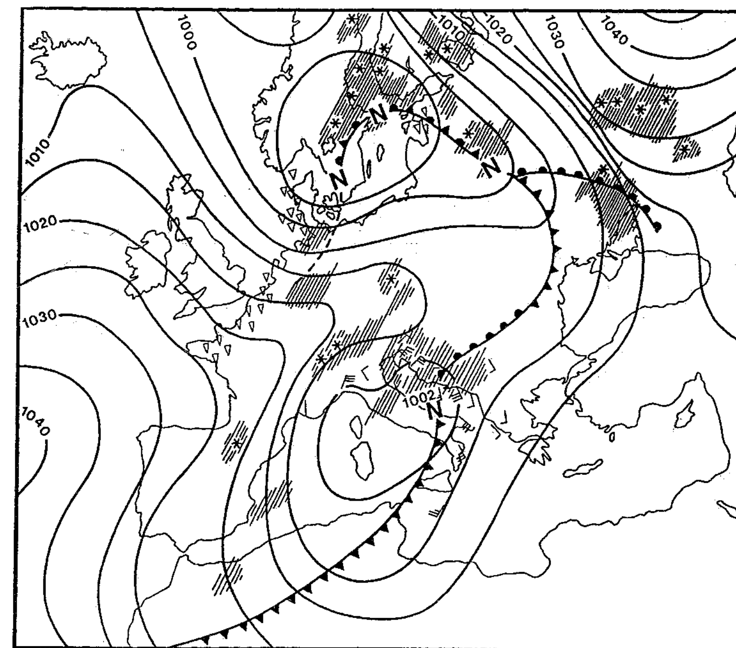
Sl. 430. Prizemna sinoptička situacija 9. XII. 1954. god. u 13 h; anticiklonsko jugo na Jadranu. Iscrtkano su područja s padalinama (B. Makjanić, 1961.)

430. prikazana je tipična sinoptička situacija u kojoj nastaju svi uvjeti za postanak anticiklonskog juga. Centralno područje anticiklone nalazi se u južnoj Bugarskoj i sjevernoj Grčkoj. Zrak iz nje struji prema prostranoj dubokoj (već okludiranoj) cikloni s centrom iznad V. Britanije. Preko Jadranskog mora i cijele naše zemlje puše anticiklonsko jugo, no smjer vjetra u unutrašnjosti nije više svuda SE. Strujanje iz južnoga kvadranta primjetno je sve do Skandinavije.

Ciklonsko jugo nastaje onda kad se ciklona iz zapadnog Sredozemlja približuje Jadranu, ili se ona već nalazi negdje nad njime. Najčešće nastaje s razvojem sekundarne ciklone u zavjetrini Alpa. Ciklonsko jugo prelazi u vjetrove iz zapadnoga kvadranta s jakom kišom, grmljavinom i nerijetko olujnim vjetrom kao popratnom pojavom prolaza hladne fronte; nakon nje pojavi se ciklonska bura. Ako je raspodjela tlaka takva da u topli sektor ciklone lako pritječe jaka južna ili jugozapadna struja iz sjeverne Afrike, onda u našim krajevima (i uopće u Mediteranu i u Europi sjeverno od njega) može padati kiša ili snijeg s većom ili manjom primjesom prašine. Tada je riječ o zanimljivoj pojavi »blatne padaline«, »krvave kiše«, »blatne kiše«, »crvene kiše«, »žute kiše« ili snijega.

Na slici 431. prikazana je raspodjela tlaka koja je prouzročila postanak ciklonskog juga krajem prosinca 1955. U prikazanu momentu centar ciklone nalazio se u Jadranskome moru, negdje u blizini Palagruže (nešto prije on je bio negdje sjeverozapadnije od nje, isto kao što će nakon stanovita vremena biti jugoistočno od nje), a frontalna ploha siječe Jadran u dva podjednako velika dijela. Prema području niskoga tlaka iz srednjeg dijela Sredozemnog mora i sjeverne Afrike struji jaka jugoistočna struja zraka (široko); s približavanjem centru ciklone njezina se brzina povećava; na južnom Jadranu puše ciklonsko jugo. Još jednostavnije, ciklonsko jugo puše u toplom sektoru ciklona koje prelaze preko Sredozemnog mora. Ta je struja vlažna, pa donosi oblake i kišu (označeno kosim crtama na sl. 431.; ako je dovoljno hladno, pada i snijeg, ali je tako najčešće zimi dalje od obale). Sjeverozapadno od frontalne plohe istodobno puše ciklonska bura. Nije teško predvidjeti razvoj vremena u sljedeća dva dana. Ciklona će odmaknuti na istok ili jugoistok, a s njom i frontalna ploha, bura će zahvatiti i južni Jadran (gdje će prije toga jugo prestati), sa zapada će ojačati greben visokog tlaka, nastupit će razvedravanje s padom temperature i kidanjem oblačnog sloja, najprije na zapadu, a postupno će se širiti na istok.

Najizrazitije promjene vremena i vjetrova nastaju pri prolazu frontalne plohe. Ako se ciklona kreće uzdužnom osi Jadrana ili okomito preko njega u unutrašnjost jugoistočne Europe, fronta će prijeći preko Jadrana i naše zemlje. Što su izrazitiji kontrasti zračnih masa s obje strane frontalne plohe, to je

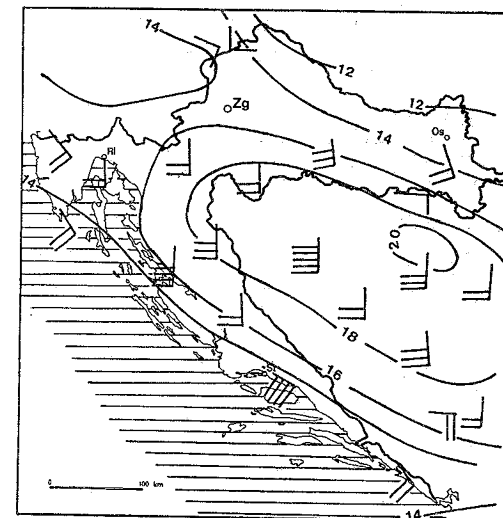


Sl. 431. Prizemna sinoptička situacija 31. XII. 1955. god. u 13 h; ciklonsko jugo na južnom Jadranu, ciklonska bura na sjevernom Jadranu (B. Makjanić, 1961.)

izrazitiji prijelaz juga na tip vremena tipičan za stražnju stranu hladne fronte. Taj prijelaz često ima olujne karakteristike, a vjetar koji tada puše na Jadranu naziva se *garbinom*. Garbin je južni ili jugozapadni vjetar olujne snage koji diže velike valove, pa je vrlo opasan za plovidbu.

U vezi s jugom u našim krajevima potrebno je spomenuti da djelovanjem reljefa zračne struje koje prelaze preko Dinarida prema Panonskoj zavali poprimaju izrazite fenske karakteristike. Zato se taj fen zove južni fen ili ciklonski fen, a F. Seidl (1932.) nazvao ga je dinarskogorskim fenom. Već naziremo da taj fen nastaje prebacivanjem toplog i vlažnog zraka s Jadrana preko Dinarida u topli sektor ciklona, tj. fenske karakteristike bit će najizraženije pri jugozapadnom strujanju, ali treba upozoriti na činjenicu da nismo zemlja klasičnog razvoja fena. Budući da kriteriji nisu ujednačeni, teško je uspoređivati broj dana s fenom u našoj zemlji i u alpskim zemljama. Ogulin (B. Penzar, 1962.) godišnje ima prosječno 22 dana s fenom koji prosječno traje 13 sati. Prosječno povišenje temperature pod njegovim utjecajem iznosi 5,4 °C, a relatıvna se vlažnost smanji za 24%. Najčešće se pojavljuje zimi, a najrjeđe ljeti. Najduže puše također zimi, a najkraće ljeti. To su srednjaci.

Da bi se stekla potpuna slika o tom procesu, treba spomenuti i ekstremne primjere. Tako je u Ogulinu 17. V. 1955. pod utjecajem fena temperatura porasla za 17 °C, a relativna se vlažnost smanjila za 60%. (U Zagrebu je u danima s fenom temperatura u 14 h za 4,6 °C viša nego u danima bez fena.) Fen uzrokuje nagli porast temperature, osobito u hladnom dijelu godine kad fen u kotlinama za podneva smijeni hladni zrak koji je nastao noću.



Sl. 432. Raspodjela temperature reducirane na morsku razinu u Hrvatskoj te Bosni i Hercegovini 6. II. 1951. u 13 h; termički utjecaj fenskog efekta u južnoj struji (M. Čadež, 1954.)

Za potpuno razumijevanje bit će korisno upoznati raspodjelu temperature za vrijeme južnog fena u Hrvatskoj. To je učinjeno na sl. 432. (Valja primjetiti da je zbog oblika hrvatskog teritorija, a za potpuni prikaz utjecaja fena na temperaturu, bilo nužno zahvatiti i Bosnu i Hercegovinu.) Ciklona je zapadno od Hrvatske pa prema njoj struji zrak preko naše zemlje. Zbog toga na Jadranu puše anticiklonsko jugo, a strujanje iz južnoga kvadranta osjeća se u cijeloj Hrvatskoj. Kondenzacijom vodene pare na privjetrini planina uz obalu Jadranskog mora oslobađa se latentna toplina, pa temperatura raste od obale prema glavnom grebenu Dinarida. Prelazeći preko grebena zrak se adijabatički zagrijava, pa temperatura i dalje raste. S odmicanjem prema unutrašnjosti spuštanje zraka prestaje (a time i adijabatičko zagrijavanje), brzina vjetra se smanjuje, a temperatura pada. Tako u zavjetrini Dinarida nastaje toplije područje koje jednim (ne najtoplijim) dijelom zalazi u Hrvatsku. Anticiklonski fen puše onda kad na privjetrini nema padalina, pa ni oblaka na planinskim grebenima.

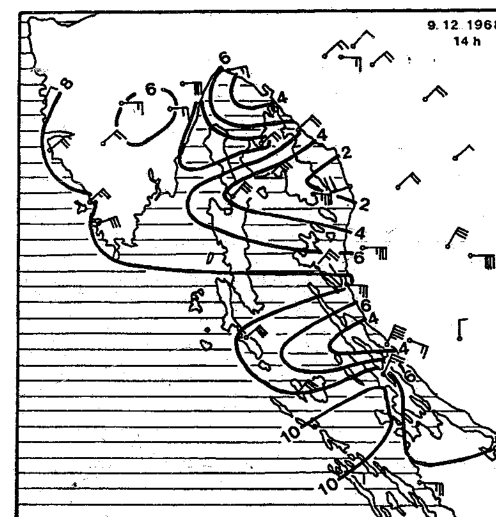
Bura [141] je izrazito mahovit (ti se mahovi zovu rafali ili refuli), relativno hladan i uglavnom suh vjetar. (U nekim starijim izvorima za nju se upotrebljava i naziv *kvarnero*, a već se iz toga može nazrijeti gdje je ona najjača, najčešća i najvažnija.) Najčešći smjer bure je sjeveroistok, no može imati i druge smjerove, ovisno o reljefu. Planine na našoj obali Jadrana djeluju kao barijera koja zaustavlja hladan zrak sa sjevera. Bura nastaje »prelijevanjem« toga hladnog zraka iz unutrašnjosti preko planinske prepreke na obalu, pa je stoga ubrajamo u katabatičke vjetrove. Pritom se hladni zrak dinamički zagrijava (1 °C/100 m) i na obalu dolazi mnogo topliji nego što je bio na vrhu planinskih bila. Struja hladnog zraka »kanalizira« se kroz planinske prijevoje i riječne doline. Otuda njezina velika brzina (do 160 km/h). Po snazi bure poznati su na našoj obali Rijeka, Senj, Split i Vrulja. Radi terminološke točnosti, bura je vjetar u obalnom pojasu, a sjeveroistočni vjetar koji istodobno puše u Dinaridima i sjeverno od njih u pravom smislu riječi nije bura jer tu nedostaje katabatička komponenta. To znači, kad Dinaridi ne bi postojali, i u primorju i u unutrašnjosti puhao bi sjeveroistočni ili sjeverni vjetar (»sjeverac«), a bura kao katabatički vjetar ne bi postojala. I. Lukšić je 1972. god. pokazao da za vrijeme pojačane bure na sjevernom Jadranu, nad sjeverozapadnom Hrvatskom do visine oko 3 km prevladava obično sjeveroistočno strujanje. To pokazuje da bura na Jadranu i istodobno sjeveroistočno strujanje nad sjeverozapadnom Hrvatskom čine genetsku cjelinu. Bura je zapravo posljedica modifikatorskog utjecaja reljefa, pa nije svaki sjeveroistočni vjetar na sjevernoj hemisferi bura. Samo ako postoji slična kombinacija raspodjele kopna i mora te utjecaj reljefa na baričko i strujno polje u širem prostoru, može se reći da puše vjetar sličan buri. Zato se kaže da vjetar sličan buri puše kod Novorossijska na obali Crnog mora, na obali Ohotskog mora, Novaje zemlje, Bajkalskog jezera, na Novom Zelandu u dolini Kanto u srednjem Japanu itd.

Bura najčešće traje 2 – 3 dana, a izuzetno, s kratkim prekidima, i do 3 tjedna. Pri kraju trajanja njezina brzina opada, temperatura i relativna vlažnost rastu, tlak pada. Kad bura prestane, vrijeme je vedro i hladno, vjetar ima promjenljivu snagu, a puše iz zapadnoga ili istočnoga kvadranta. Ako su sve navedene značajke slabije izražene, takav oblik slabe bure naziva se *burin*; burin je često početna ili završna faza bure. U tom je smislu burin genetski istog podrijetla kao i bura, samo je gradijent tlaka manji. (Zato je noćni vjetar koji ljeti u primorju puše s kopna bolje zvati kopnenjakom jer je posljedica diferenciranog hlađenja kopna i mora u tijeku noći.)

Bura katkad može imati izrazito lokalne karakteristike. U planinskoj unutrašnjosti u krškim depresijama noću nastaju tzv. jezera hladnog zraka, pa se taj relativno hladni zrak (on se može ohladiti i isparavanjem kišnih kapi, za vrijeme lokalnih grmljavinskih nepogoda) naglo i silovito prelije preko planinskih bila i prijevoja na more. Ta je bura iznenadna i kratkotrajna, a zahvaća malo područje.

Prelijevanjem zraka preko Dinarida na Jadran u tijeku puhanja bure temperatura zraka poraste (zbog adijabatičkog zagrijavanja). Reljefna struktura uzrokuje neke specifičnosti (sl. 433.). Dana 9. 12. 1968. ujutro u Senju je puhala jaka bura. Oko 12 h bura je prestala, a počeo je puhati vjetar promjenjiva smjera. Oko 14 h 30 min. ponovno je u Senju počela puhati jaka bura. U susjednim postajama nije utvrđen ni prestanak ni slabljenje bure kao što je bilo u Senju. Očito je da se kratkotrajni prestanak bure u Senju ne može objasniti uobičajenim slabljenjem bure u popodnevnim satima uvjetovanim termičkim djelovanjem insolacije, jer je na cijelom promatranom području bilo pretežito oblačno, pa se temperatura malo mijenjala. Interesantna je raspodjela strujnog polja; na većini postaja u primorju puhala je jaka bura, osim u Senju gdje je puhao WSW vjetar s mora! Budući da je na 1,5 km visine puhao »normalni« NE vjetar (tj. bura), ta je promjena smjera vjetra u Senju posljedica nastanka *zavjetrinskog vrtloga* u hladnom zraku iznad Senja, pri čemu je os vrtloga bila horizontalna i paralelna s obalom. U vrijeme postojanja vrtloga hladni se zrak spuštao zapadno od Senja, te se djelomično vraćao u Senj obrnutim smjerom kao vjetar s mora. Slijedilo je izdizanje uz planinsku padinu na veću visinu gdje ga »zahvaća« NE strujanje i vraća nad more.

[141] grč. *borras* (boreas) – sjevernjak, sjeverac

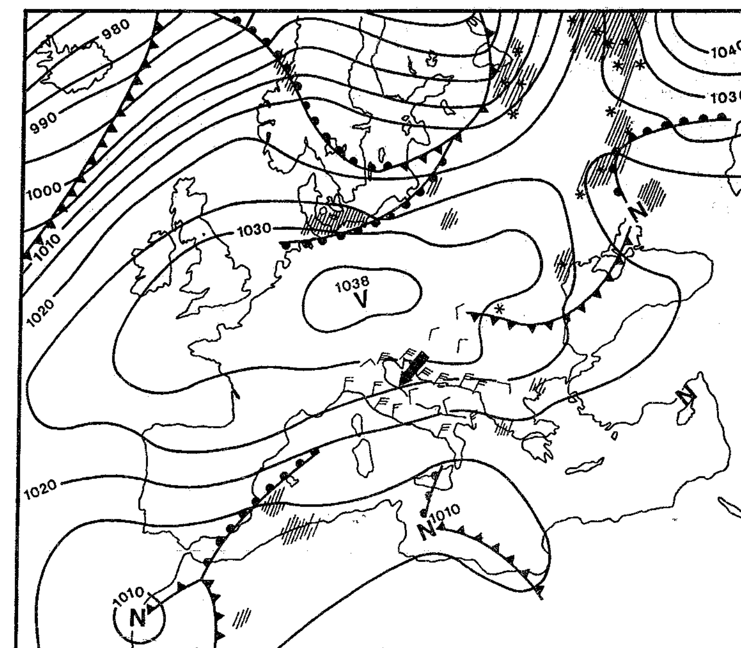


Sl. 433. Raspodjela temperature i vjetra u sjevernom hrvatskom primorju 9. 12. 1968. god. u 14 h (I. Lukšić, 1969.)

Izoterme pokazuju da se hladniji zrak prelijeva na primorje preko tri prijevoja. To su prijevoji u zaleđu Rijeka-Kraljevica, preko prijevoja u zaleđu Senja te konačno preko prijevoja u zaleđu Karlobaga. Minimalna visina tih planinskih prijevoja omogućila je prelijevanje hladnog zraka iz nižih slojeva stabilno stratificiranog zraka akumuliranoga sjeveroistočno od Dinarida. Razlika u veličini spuštanja odražava se na njegovu različitu zagrijavanju zbog fenskog efekta. Dakle, hladni zrak za vrijeme bure ne prelijeva se na primorje svagdje za isti iznos, nego postoje »hladni i topli klinovi«. U sličnim sinoptičkim situacijama i u Senju najčešće puše bura. To je izuzetak koji pokazuje da u Senju ne mora uvijek i cijelo vrijeme puhati bura kad ona puše u svim ostalim postajama na primorju.

Bura nastaje pri specijalnoj raspodjeli tlaka. Razlikujemo dva osnovna tipa – anticiklonsku i ciklonsku buru.

Anticiklonska ili *vedra bura* puše onda kad je nad Balkanom, jugoistočnom, istočnom i srednjom Europom i nad Jadranom prostrano polje visokog tlaka, odnosno anticiklona, a nad Sredozemnim je morem (a ne nad Jadranom!) ciklona (jedna, dvije ili čak i tri). Najpovoljniji uvjeti postoje onda kad je centar anticiklone sjeverno i sjeveroistočno od naše zemlje. (Na sl. 434. vide se tri ciklone na Mediteranu za vrijeme anticiklonske bure u našem primorju.)



Sl. 434. Prizemna sinoptička situacija 4. I. 1956. u 7 h; na Jadranu anticiklonska bura, a u unutrašnjosti sjeveroistočni vjetar (B. Makjanić, 1961.)

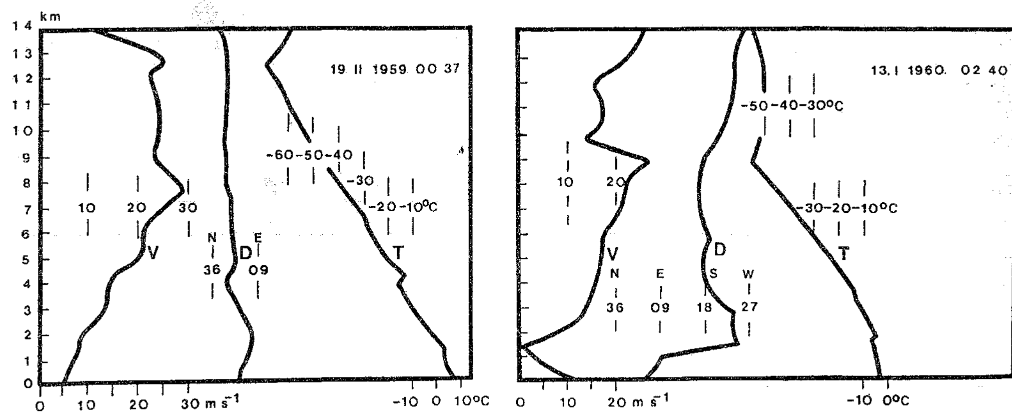
Iz anticiklone struji zrak prema polju niskog tlaka nad Mediteranom, odnosno prema ciklonama, pa preko naših krajeva puše suh i hladan sjeveroistočni (ili sjeverni) vjetar koji se na primorju naziva anticiklonskom burom. Gibanjem anticiklone na jug, ili s porastom tlaka u njoj, ili pak s približavanjem ciklone Jadranu, anticiklonska bura puše jače.

Na sl. 434. prikazana je tipična sinoptička situacija koja je potrebna za postanak anticiklonske bure. Anticiklona (može se dodati, kvazistacionarna, jer se vrlo sporo pomiče na istok) s centrom nad srednjom Europom zahvaća i čitavu zapadnu, srednju i dio istočne Europe i sjeverni Mediteran. Čitav Mediteran i susjedna sjeverna Afrika u polju su niskog tlaka. Jedna je ciklona u Maroku, druga u srednjem Mediteranu (njezin je centar u prikazano vrijeme blizu Malte), a treća u istočnom Mediteranu. Zrak iz anticiklone struji preko naših krajeva prema cikloni u srednjem Mediteranu. Cijelu našu zemlju i Jadransko more preplavio je hladni zrak sa sjeveroistoka, a brzina se vjetra, kao što se vidi po simbolima, na obali Jadrana naglo povećava. Na karti se vidi kolika je razlika u brzini bure na našoj i na talijanskoj obali (gdje dolazi vrlo oslabljena, a to zapravo više i nije bura.)

Ciklonska bura nastaje onda kad se ciklona nalazi nad Jadranskim morem ili u njegovoj neposrednoj blizini. Dolazi iza hladne fronte kad se ona pruža preko naših krajeva od sjeveroistoka prema jugozapadu. Puše na stražnjoj, sjeverozapadnoj strani ciklone (u »hladnom sektoru«), a u toplom sektoru istodobno puše ciklonsko jugo. Cijeli taj sistem prati jaka naoblaka, pa se ciklonska bura naziva tamnom, crnom, mračnom ili oblačnom burom. Traje najviše do 8 dana.

Na sl. 431. prikazana je tipična sinoptička situacija, tj. prizemna raspodjela tlaka, koja je potrebna za postanak ciklonske bure. Ciklona je nastala u zavjetrini Alpa, giba se paralelno s uzdužnom osi Jadranskog mora, pa je 31. XII. 1955. u 13 h njezino središte bilo kod Palagruže. Ta je valna ciklona u potpunu razvoju (tzv. mlada ciklona). Njezina se hladna fronta pruža od Maroka, a topla fronta do Rumunjske, tj. fronta prelazi preko srednjeg Jadrana i dalje na sjeveroistok. Nad srednjom Europom nalazi se greben visokog tlaka koji pripada azorskoj anticikloni s centrom zapadno od Pirenejskog poluotoka. U toplu sektoru ciklone puše ciklonsko jugo čija se brzina povećava prema srednjem Jadranu, tj. s približavanjem centru ciklone. Tako je na Jadranu u prikazanom momentu komplicirana situacija: na južnom Jadranu puše ciklonsko jugo, a na sjevernome ciklonska bura. Cijela je naša zemlja prekrivena oblacima, u najvećem dijelu pada kiša (uglavnom na obali; ako je toplo, kiša pada u cijeloj zemlji) ili snijeg (najčešće u planinama, a ako je izuzetno hladno, onda i u unutrašnjosti, pa čak i na Jadranu; područje u kojemu ima padalina iscrtkano je kosim crtama). Ciklona iz srednjeg Jadrana najčešće kreće prema N, E ili SE. Jugo će prestati i na južnom Jadranu. Oblačni pojas odmicat će prema istoku, pa će razvedravanje najprije zahvatiti sjeverni Jadran i zapadne dijelove naše zemlje, a postupno će se proširiti i na južni Jadran te istočni dio naše zemlje.

Poznavajući strujanje zraka u anticiklonama i ciklonama, može se zaključiti mijenja li se smjer vjetra nad našim primorjem ili ne mijenja kad puše bura. Od više mogućnosti izdvojit ćemo dva tipična primjera. Podjela na ciklonsku i anticiklonsku buru nastala je samo na temelju prizemnog strujanja i prizemne raspodjele tlaka u našem području. Svi

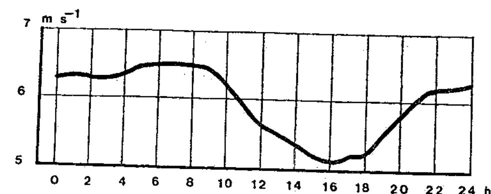


Sl. 435. Vertikalna raspodjela brzine (v) i smjera vjetra (D) te temperature (T) za vrijeme bure u Splitu (D. Poje, 1962.)

parametri mijenjaju s povećanjem visine, pa ta jednostavna klasifikacija ne zadovoljava pri detaljnijoj analizi bure sve do granice troposferi. Radio-sondažnim istraživanjima u Splitu pokazalo se da je u danima kad je brzina bure pri tlu iznosila ≥ 8 ms^{-1} postojalo 5 glavnih i 3 sporedna tipa bure. Ne postoji jednostavno pravilo prema kojemu se s povećanjem visine mijenjaju smjer i brzina vjetra. Prikažimo vertikalnu raspodjelu glavnih parametara kod dvaju tipova bure (sl. 435.). Lijevo je prikazan relativno rijedak tip bure kod kojega se brzina vjetra povećava od površine do 7 – 8 km, a onda se sve do gornje granice troposfere bitno ne mijenja. Za taj je tip karakteristično da je prizemna brzina bure manja od 8 ms^{-1}, ali zato puše u cijeloj troposferi i od svih tipova bure zahvaća najdeblji sloj troposfere (u prosjeku 13,3 km). Takva bura puše pri vedrom vremenu, tj. pri anticiklonskoj raspodjeli tlaka nad našim područjem (to je anticiklonska bura).

Na sl. 435. desno prikazana je vertikalna raspodjela meteoroloških elemenata kod tipa bure br. 2; to je najčešći tip bure. Odmah se opaža da ta bura puše u sloju (»burni sloj«), koji u godišnjem prosjeku nije deblji od 1,4 km; u tom burnom sloju njezina se brzina naglo smanjuje do gornje granice tog sloja, iznad nje opet se povećava, ali to više nije bura. Promatranjem grafa smjera vjetra vidi se da već u sloju s burom, u donjih 1 000 m, vjetar prelazi u istočnjak. Na oko 1,5 km visine vjetar je jugozapadni, a brzina mu se neprestano povećava. Većinom taj tip bure prati jaka naoblaka, pokatkad s kišom, pa i snijegom. (To bi bila ciklonska bura).

Postoje i druge kombinacije raspodjele brzine i smjera vjetra. Bez obzira na kompleksnost raspodjele tih elemenata, može se reći da je burni sloj katkad tanak, a katkad debeo. Gornja granica burnog sloja najčešće (ali ne uvijek) određena je njezinom minimalnom brzinom. Promjena smjera bure s visinom ne mora uvijek značiti da je to drugi vjetar, tj. bura je sjeveroistočni vjetar samo u prizemnom sloju, a u većim visinama skreće na istok. Pokatkad iznad burnog sloja puše vjetar drugog smjera; to je razumljivo ako se prisjetimo sheme strujanja u ciklonama (sl. 229.). Definitivno je utvrđeno (barem u Splitu) da je brzina bure veća što je tanji sloj zraka u kojemu ona puše (olujna bura u Splitu zahvatila bi sloj zraka ne deblji od kojih 1,6 km, a iznad nje bi puhao južni ili jugozapadni vjetar). U više od 80% slučajeva (od 69 slučajeva s ukupno 182 dana s burom ≥ 8 ms^{-1} od siječnja 1957. do lipnja 1960.) bura je puhala u sloju troposfere debelome 750 – 3 250 m. To znači da bura najčešće puše u sloju debelome do 3,5 km, odnosno malokad iznad te visine. Osobito je tanak sloj u kojemu bura puše s maksimalnom



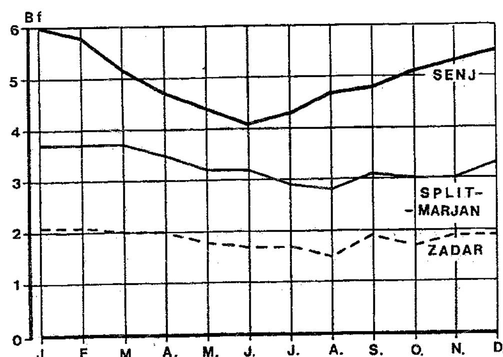
Sl. 436. Srednji dnevni hod brzine bure u Senju (B. Makjanić, 1966.–1967.)

snagom. U 78,3% slučajeva maksimalna brzina bure nije bila na visini većoj od 500 m, odnosno maksimalna brzina bure na visini većoj od 1 500 m utvrđena je samo u 6% slučajeva. Prema tome, bura (osobito jaka bura) većinom je doista »prizemni« vjetar. Nema sumnje da je u biti tako i u svim drugim postajama, samo se mijenja čestina pojedinih tipova bure.

U literaturi nailazimo na najrazličitije podatke o brzini, trajanju i režimu bure (dnevnome i godišnjemu). Očito je da je potrebna geografska diferencijacija, pri čemu je vrlo važna lokalna topografija, ali i kvaliteta mjernih instrumenata. Budući da se temperatura i tlak zraka mijenjaju u tijeku dana, mijenjat će se i brzina bure.

Podaci o buri, njezinoj brzini, trajanju itd., koji se doznaju od raznih autora, bitno se razlikuju međusobno zato što sve to ovisi o tome koji se vjetar smatra burom, odnosno razne brzine uvjetuju velike razlike svih ostalih veličina. Primjer. Čestina bure bit će bitno različita ako se burom smatra vjetar jači od 3 bofora, ili vjetar jači od 5 bofora, ili pak svaki vjetar iz sjeveroistočnoga kvadranta bez obzira na njegovu brzinu. Zato se u radovima o buri, odnosno u svim prikazima o buri obvezatno mora navesti njezina brzina.

Osim tog mehanizma, stanovitu modifikatorsku važnost imaju zmorac i kopnenjak. Zmorac smanjuje brzinu bure (jer puše suprotnim smjerom), a kopnenjak je povećava (jer puše u »istom« smjeru kao i bura; ako je kopnenjak dovoljno jak, u području gdje nastaje »usisava« se hladniji zrak iz zaleđa, pa kopnenjak prijeđe u pravu buru, samo što ona traje vrlo kratko). Posljedica je svega toga srednji dnevni hod brzine bure; na sl. 436. prikazan je srednji dnevni hod brzine bure u Senju. Postoje dva maksimuma; glavni je maksimum rano prijepodne, a sekundarni kasno uvečer. Oni odvajaju dva minimuma; glavni je poslijepodne, a sporedni noću. Jutarnji maksimum i popodnevni minimum pokazuju tendenciju prilagođavanja vremenu izlaza i zalaza sunca. U Senju je 1956.–1963. god. najveća srednja satna brzina vjetra iznosila 27,1 ms^{-1}, a najjači udar iznosio je 43,8 ms^{-1}, tj. 158 km/sat. (To vjerojatno



Sl. 437. Godišnji hod brzine sjeveroistočnog vjetra u Senju, Splitu i Zadru 1956.–1965. god. (prema podacima M. M. Yoshina, 1972.)

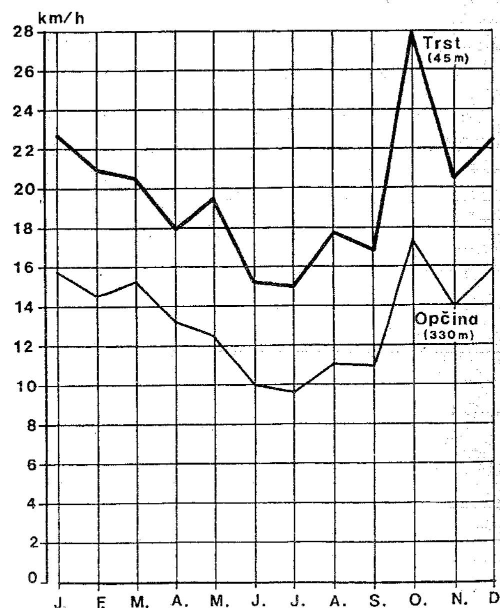
nisu najveće brzine jer se podaci odnose na kratko razdoblje.)

Budući da su najpovoljniji uvjeti za nastanak bure zimi, bura tada postiže i najveću brzinu. To se vidi u godišnjem hodu brzine bure (sl. 437.). Vidimo da bura u sva tri slučaja ima veću prosječnu brzinu u hladnom dijelu godine, ali izraziti maksimum ne mora biti u siječnju. U Splitu i Zadru siječanj, veljača i ožujak izjednačeni su. Osim toga, Zadar, koji nema povoljan položaj za nastanak bure (nema planine u neposrednu zaleđu) nema niti toliko izražen godišnji hod, te se on tek nazire. Vrijednosti brzine bure za Zadar toliko su niske, da bi se moglo zaključiti kako to više i nije »prava« bura (iako odgovara smjerom).

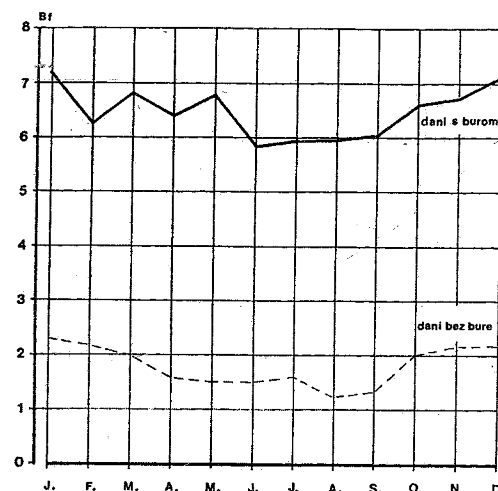
Važno je da se brzina bure naglo smanjuje prema pučini. (Na talijanskoj obali istodobno puše relativno slabiji sjeverni ili sjeveroistočni vjetar prouzročen samo pretvaranjem potencijalne energije baričkog polja u kinetičku energiju vjetra; isto kao i u zavjetrini Dinarida, tj. sjeveroistočno od njih.) Na tom se putu nad morem zagrije i navlaži. Bura je vjetar prije svega hladnog dijela godine, kad najjače puše, ali se pojavljuje i usred ljeta, no tada je slabija i u prosjeku puše kraće nego zimi.

Bura je toliko važan vjetar da je potrebno upoznati još nekoliko detalja. Rečeno je da je bura katabatički, slapovit vjetar. Da bi se to i dokazalo, potrebna su mjerenja u dvije postaje koje se nalaze na različitim nadmorskim visinama, pri čemu je jedna na obali, a druga na padini u neposrednoj unutrašnjosti. Takav je primjer par postaja Trst i Opčina (sl. 438.). Taj je par izabran u nedostatku podataka iz Hrvatske, ali se rezultati tih mjerenja mogu primijeniti i na hrvatskoj obali. Zajedničko je objema postajama to što je bura češća u hladnoj nego u toploj polovici godine. Međutim, razlika u srednjoj brzini u istoj postaji nije tako velika kako se uglavnom misli. U ovom je primjeru najvažnije to što je bura u Trstu u svim mjesecima znatno brža nego na 285 m višoj stanici Opčina. To je najbolji dokaz da se brzina bure povećava na »burnoj padini«, barem onda kad ta padina nije velikih dimenzija, a upravo je tako u zaleđu Trsta. (Na padinama velikih dimenzija, na Velebitu iznad Senja, na primjer, čini se da je bura najbrža u jednom pojasu ispod planinskoga grebena, a onda se nešto usporuje na nižim nadmorskim visinama, odnosno bliže moru; M. Yoshimura et al., 1976.)

Bura (više nego drugi vjetrovi na Jadranskome moru) bioklimatski je vrlo važna jer ubrzava isparavanje, otpuhuje topli zrak koji se nalazi uz našu kožu, a to se osjeća kao intenzivno hlađenje. Zato je korisno upoznati i srednje mjesečne jačine (ili brzine) vjetra (sl. 439.) u danima s burom i u danima bez bure, i u tom primjeru u Senju. Razlika je vrlo velika. U svim mjesecima bura je u mjesečnom prosjeku mnogo jači vjetar od ostalih vjetrova (u Senju). Odnosno, ono što Senj čini izuzetno vjetrovitim gradom jest bura, a svi ostali vjetrovi na to mnogo manje utječu. Još se jasno vidi da i bura i ostali vjetrovi imaju prosječnu snagu (brzinu) veću u hladnim nego u toplim mjesecima, ali ta razlika nije tako velika kako se uglavnom govori (i piše).



Sl. 438. Godišnji hod brzine bure u Trstu i Opčini (Opicina); 5-god. srednjaci iz razdoblja 1948.–1952. god. (S. Polli, 1953.)

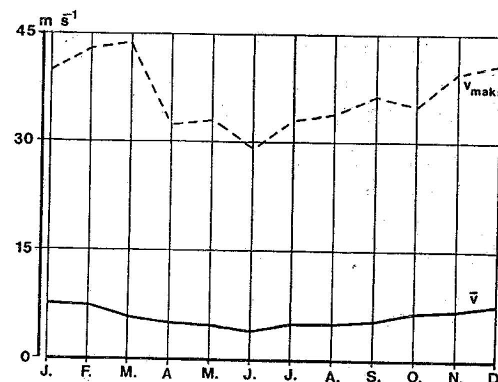


Sl. 439. Godišnji hod srednje jačine vjetra (bofori) u Senju u danima s burom i u danima bez bure; prosjeci za razdoblje 1955.–1973. god. (I. Lukšić, 1975.)

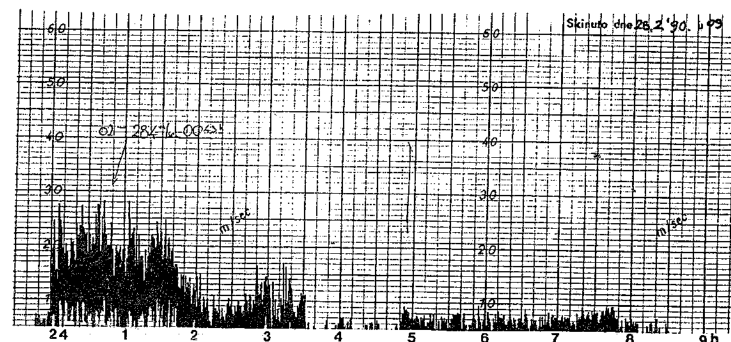
Nećemo pretjerati ako zaključimo da bura u tim mjesecima nije mnogo slabija od bure u zimskim mjesecima, ali samo u mjesečnim prosjecima! Mnogo je veća razlika u trajanju; zimske su bure mnogo trajnije od ljetnih.

Bitno je svojstvo bure *mahovitost*. Pod mahovitošću se smatra stalna smjena jačih ili slabijih *udara*, te *zastoja*, tj. kratkotrajnih tišina ili perioda s vrlo slabim vjetrom. Pritom se očituje i druga karakteristika, stalna promjena smjera udara, tako da smjer bure oscilira oko nekoga srednjeg stanja. Mahovitost je posljedica turbulentnoga gibanja u samom zraku koji se prelijeva niz padine. Mahovitosti pridonosi i gibanje gravitacijskih valova (na plohi između dva sloja zraka s različitom temperaturom i vjetrom u gornjem, toplijem sloju u navjetrini orografske prepreke, tj. sjeveroistočno od primorskih planina). Tome treba dodati i zavjetrinske valove i vrtloge koji nastaju iza orografskih prepreka iznad kojih puše jak vjetar. Neki uzimaju da i smjer i jačina kopnenjaka i zmorca utječu na brzinu i mahovitost bure.

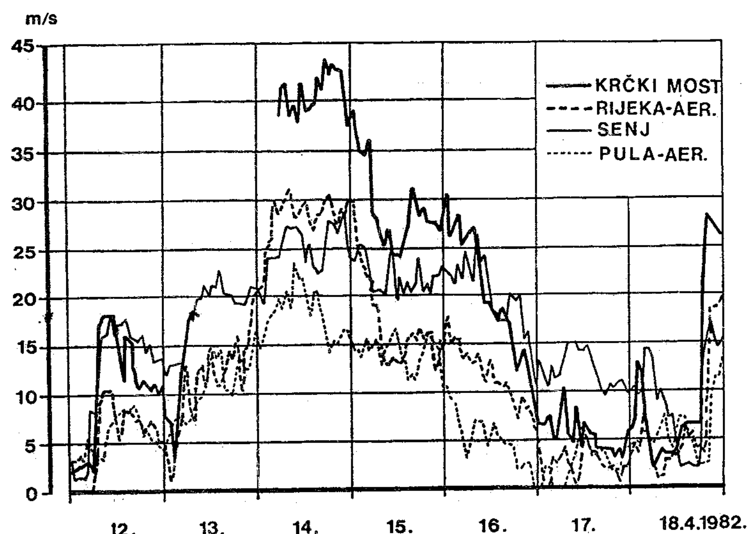
U tijeku puhanja bure, na standardnom anemogramu nastaje »kaotični« zapis koji se teško može reproducirati i čitati. Ta je »nečitkost« posljedica prečeste smjene udara i zastoja bure, a s druge strane, registrirajući uređaj zapisuje vjetar iz relativno duga razdoblja. Na sl. 440. prikazana je jedna »epizoda s burom« u Šibeniku koji je poznat po njezinoj snazi. Jasno se nazire elementarno svojstvo bure, njezina mahovitost, smjena vrlo jakih kratkotrajnih udara i zastoja. Osim toga, vidi se da je bura počela puhati vrlo naglo, slabila je postupno, a zatim opet nešto ojačala u ranim jutarnjim satima. Najveći mjesečni maksimum bure znatno prelaze njezinu srednju brzinu u tijeku cijele godine. Za primjer ćemo uzeti Senj (sl. 441.). Vidi se da mjesečni maksimalni udari podliježu poznatoj pravilnosti glede godišnjega hoda. Možemo ustvrditi da su ljeti slabiji nego zimi.



Sl. 441. Srednja brzina (v̄) i maksimalni udari vjetra (v_{maks}) u Senju 1956.–1963. god. (prema podacima B. Makjanića, 1966.)



Sl. 440. Anemogram za vrijeme puhanja bure u Šibeniku 28. 2. 1990. godine (Državni HMZ, Zagreb)



Sl. 442. Satne vrijednosti maksimalnih udara bure na odabranim postajama na sjevernom Jadranu u razdoblju 12.–18. 4. 1982. god. (V. Vučetić, 1988.)

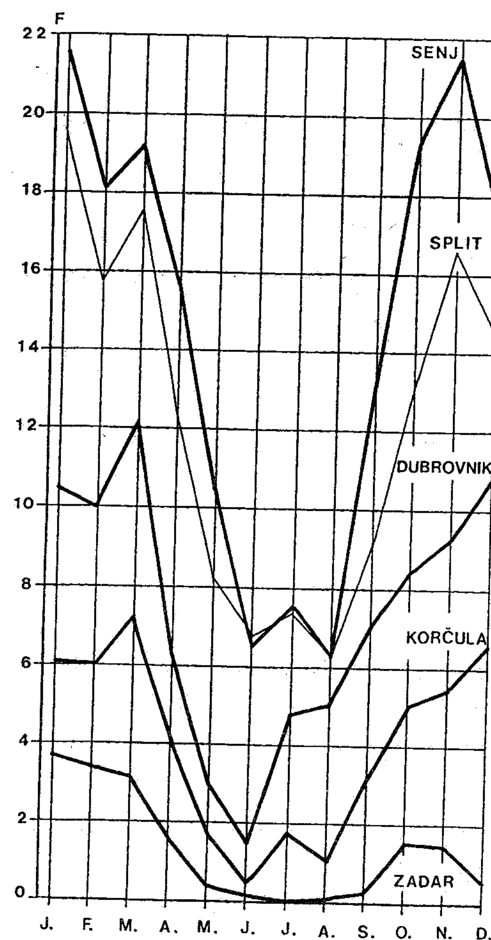
Iako je Senj poznat po velikim brzinama bure, događa se da maksimalni udari nisu zabilježeni u Senju. Na sl. 442. vidimo da su maksimalne vrijednosti registrirane na Krčkome mostu 14., 15. i u prvoj polovici 16., a 17. je bura bila jača u Senju, mada treba svakako naglasiti da su se na tome mjestu mjerenja obavila vrlo osjetljivim instrumentom. Dana 14. 4. bura je bila jača u Rijeci-aerodromu nego u Senju, ali je u sljedećim danima bura bila jača u Senju. Pula je reprezentant postaja koje osim slabijih mahova bilježe i manju srednju brzinu bure i njezino kraće trajanje. Osim toga, na slici se vidi da »epizoda s burom« pokazuje u biti valnu karakteristiku. U početku je bura slabija, zatim slijedi jedan dan s maksimalnom brzinom, a zatim dani s postupnim slabljenjem bure. (Jedna je od mogućnosti da u sljedećim danima počne novi ciklus.) Takav je prodor bure toliko jak da se poremete dnevni hodovi brzine bure (pa i temperature), tj. nema danjeg slabljenja i noćnog pojačanja njezine brzine, jer može biti čak i obratno.

Budući da je bura genetski vezana jednim dijelom za ciklonsku aktivnost, iz frekventiranosti putanja ciklona proizlazi njezina geografska raspodjela, koja se lako može odrediti pomnijim motrenjem grafova za nekoliko mjesta na Jadranu (sl. 443.) Bura se pojavljuje cijele godine, ali prije svega u njezinoj hladnoj polovici. Treba posebno upozoriti na njezinu veliku čestinu u ožujku, kada je u nekim mjestima (Korčula, Dubrovnik), odnosno krajevima, češća nego u zimskim mjesecima. U drugim mjestima (Senj, Split, Zadar), odnosno krajevima, najčešća je u siječnju. Ukratko, ne može se reći da je bura najčešća u istome mjesecu u cijelome našemu primorju; postoje regionalne razlike. Drugo je pravilo da se čestina bure povećava od južnoga prema sjevernome Jadranu, ali se pritom čestina bure može znatno povećati pod utjecajem lokalne topografije (Senj). To je razlog što je bura mnogo češća u Senju nego u sjevernijoj Rijeci. Ili, bura je češća npr. u Dubrovniku nego u Zadru. Razlog tome je mala energija reljefa (zaravnjenost zemljišta) u zaleđu Zadra (Ravni kotari!) što ne pogoduje nastanku bure. Treće je pravilo da se čestina bure smanjuje od obale prema otocima. Tako je čestina bure veća u Dubrovniku nego na Korčuli. Bura je češća u Rijeci nego na Malom Lošinju (ili u Puli). Pokatkad su važni i lokalni topografski uvjeti, odnosno, reljefna zaštićenost, pa je čestina bure u Rabu 3,5 puta manja nego u susjednom Senju. Smatra se čak da bura na udaljenijim otocima, npr. na Palagruži, zapravo više i nije bura jer joj nedostaje katabatička komponenta (B. Makjanić, 1978.)

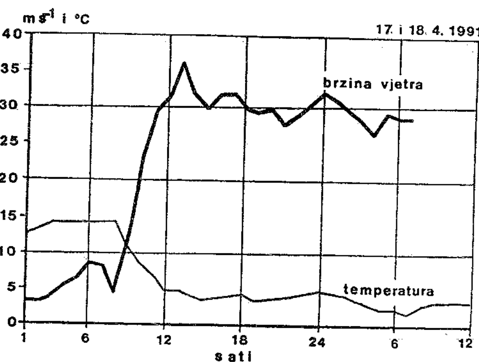
U tijeku puhanja bure temperatura je niža od srednjaka kad bura ne puše. (U Poreru pokraj Pule, prema G. Bandu, 1951., srednja siječanjska temperatura u danima bez bure iznosi 6,8 °C, a u danima s burom 4 °C. Advekcijom hladnog zraka za vrijeme bure temperatura naglo padne.)

Direktni utjecaj bure na temperaturu zraka toliko je važan da ga treba prikazati na jednom konkretnom primjeru, Senju (sl. 444.). Vrlo se jasno nazire funkcionalna povezanost između bure i temperature zraka. Razvoj sinoptičke situacije koja je uvjetovala tu buru počeo je 16. 4. prodorom polarne zračne mase (jasno, hladne) sa sjevera na europsko kopno. Istodobno je nad većim dijelom Sredozemlja bilo polje niska tlaka. Odmah je nastala depresija koja je nad Đenovskim zaljevom prešla u ciklonu i premjestila se nad Jadran. Tako je nastala ciklonska bura s golemom količnom snijega i kiše na frontalnoj plohi. Olujna do orkanska bura u Senju je za četiri sata snizila temperaturu za 10 °C, što je osobito mnogo kad se prisjetimo da je to dio dana (7 – 10 h) normalnoga dnevnoga povišenja temperature zraka. Temperatura je ostala niska tijekom cijelog vremena puhanja bure.

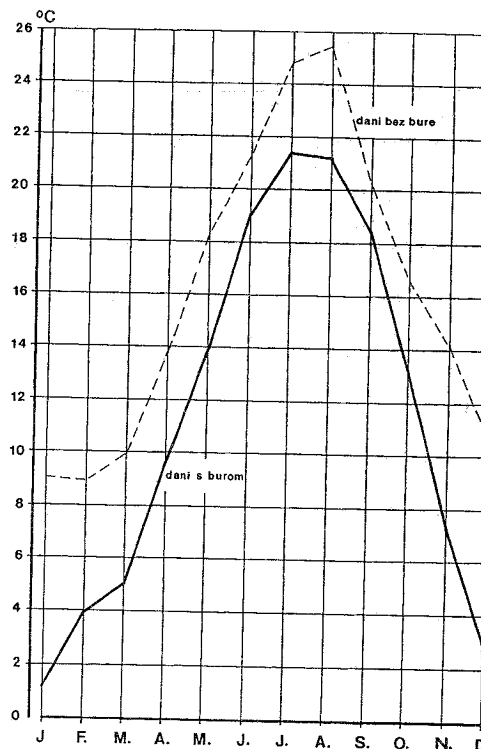
Taj se proces još detaljnije može pratiti u svim mjesecima, a za primjer smo uzeli Senj (sl. 445.). Taj se utjecaj najbolje očituje ako se dani podijele na dvije skupine, na »dane s burom« i »dane bez bure«. Odmah se jasno vidi da su srednje mjesečne temperature u vrijeme puhanja bure izrazito niže nego kad bure nema (ili kad puše bilo koji drugi vjetar, odnosno kad je tišina). Jasno je da tako nije samo u Senju. Ta je razlika osobito velika u zimskim mjesecima, ali isto tako i u najtoplijima ljetnima u srpnju i kolovozu. Tako je egzaktno potvrđeno životno iskustvo da bura snizuje temperaturu zraka, odnosno da uzrokuje zahlađenje. (Dakako, te razlike u većini drugih mjesta nisu tako velike.)



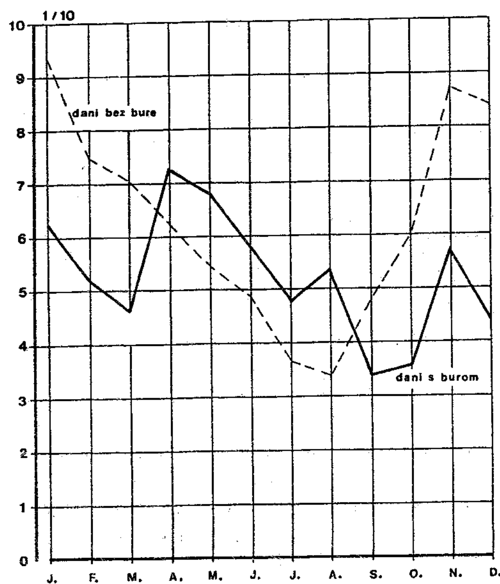
Sl. 443. Čestina F, odnosno srednji godišnji hod broja termina s burom (3 bofora); srednjaci iz 10-god. razdoblja 1949.–1958. god. (B. Makjanić, 1978.)



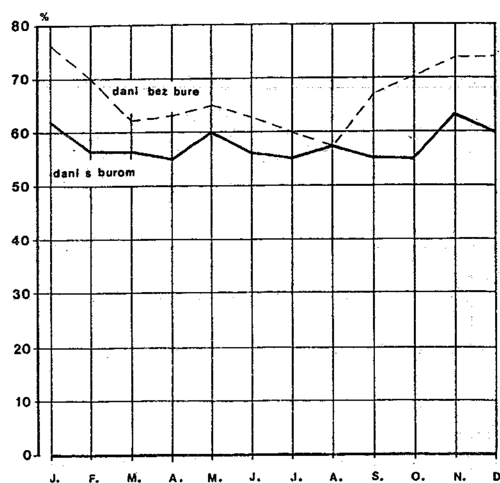
Sl. 444. Dnevni hod temperature zraka i brzine vjetra za Senj 17.–18. 4. 1991. god. (G. Hrabak-Tumpa, 1992.)



Sl. 445. Godišnji hod srednje mjesečne temperature zraka u Senju u danima s burom (brzina ≥ 5,5 m/s) i u danima bez bure; prosjek za razdoblje 1955.–1973. god. (I. Lukšić, 1975.)



Sl. 446. Godišnji hod srednje naoblake u danima bez bure i u danima s burom u Senju; prosjek za razdoblje 1955.–1973. god. (I. Lukšić, 1975.)



Sl. 447. Godišnji hod srednje relativne vlažnosti u danima s burom i u danima bez bure u Senju; srednjaci iz razdoblja 1955.–1973. god. (I. Lukšić, 1975.)

Osobito je primjetan odnos bure i naoblake (sl. 446.). »Osobito« zato što nestručnjaci prečesto pogrešno i pretjerano generaliziraju tvrdnjom da »bura donosi vedrinu«, odnosno da je za bure obvezatno vedro. To je samo djelomično točno, jer znamo da postoji ciklonska (oblačna) i anticiklonska (vedra) bura. Zato je godišnji hod naoblake tijesno genetski povezan s tipom bure, odnosno s čestinom pojave i prolaza ciklona i anticiklona, odnosno frontalnih ploha i zračnih masa. Ako je već potrebno generalizirati, onda bismo mogli reći da je općenito vedrije u toplom nego u hladnom dijelu godine, ali ptitom utjecaj bure nije jednostavan. Pozornim motrenjem grafova vidi se da od travnja do kolovoza, dakle u toplijem dijelu godine, bura »donosi« veću naoblaku nego što bi bilo da bure nema. To je razdoblje čestih prolaza hladnih fronta ciklona koje putuju sjevernije od Hrvatske. Ili pojednostavnjeno: burno ljeto u Senju je oblačno ljeto (ili, kišovito i oblačno ljeto je burno ljeto). Vrijedi obratno za hladnije mjesece: burna zima je »vedra« zima, a oblačna je zima onda kad ima manje bure.

Stanovnicima naših primorskih krajeva dobro je poznato da bura suši zrak, odnosno da je relativna vlažnost (sl. 447.) u većini mjeseci manja nego kad puše bilo koji drugi vjetar, odnosno jugo. U svim mjesecima, osim u kolovozu, zrak je suši u danima s burom nego u danima bez bure. Osim toga, na takav hod relativne vlažnosti utječe i veća čestina juga u hladnoj polovici godine. Međutim, pomnijom analizom tih grafova opažamo da ta razlika i nije tako velika kao što bismo očekivali. To je posljedica činjenice da postoji i ciklonska bura sa često obilnim padalinama, pa ona povećava vlažnost zraka u kategoriji »dani s burom«. Utjecaj bure na evaporaciju i evapotranspiraciju bitan je i zato što se isparavanje vode naglo povećava strujanjem zraka u koji prelazi vodena para, a nije posljedica samo suhoće zraka koji dolazi s burom. Dakle, treba imati na umu dva faktora koja djeluju istodobno: suhi zrak plus vjetar. Iz toga proizlazi poznati bioklimatski utjecaj bure: na ljude povoljnije utječe suhoća u danima s burom, nego veća relativna vlažnost zraka u danima bez bure, odnosno, osobito velika vlažnost za juga. (Prisjetimo se da je to svojstvo ili utjecaj bure važno za proizvodnju pršuta i sira.)

Pojavu bure prati naglo povišenje tlaka. Hoće li biti padalina, ovisi o tipu bure; ako je čitavo naše područje pod utjecajem anticiklone, odnosno anticiklonske bure, onda (u našoj zemlji) nema padalina (ali zato pada negdje južnije na Mediteranu), a ako preko naše zemlje prolazi fronta (odnosno ciklona), onda nakon prolaza fronte neko vrijeme puše bura, oblačno je i pada kiša (ili snijeg u planinama). Poslije stanovita vremena nebo se razvedri, relativna se vlažnost jako smanji, temperatura stalno pada.

Kad se govori o buri često se pretjerano ustraje na njezinoj suhoći, a to je samo djelomično točno. Naime, relativna je vlaga visoka za ciklonske bure, a niska je za vrijeme anticiklonske bure.

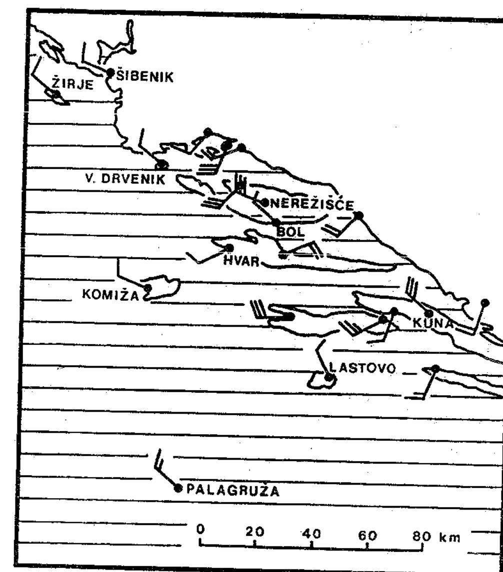
Budući da je bura često vrlo jak vjetar, ona mehanički jako djeluje na podlogu, podiže karakteristične valove (mala valna duljina) i otpuhuje s bregova valova golem broj sitnih kapljica vode koje vjetar nosi sa sobom na otoke i dalje na pučinu; to je tzv. dimljenje mora, prskanje ili prašenje. Tako se smanjuje vidljivost u najnižem sloju zraka iznad morske površine, a nakon isparivanja vode ostaje na kamenju i vegetaciji *posolica*. U mnogim dijelovima našeg primorja, drveće (i stabla i krošnje) više je ili manje deformirano, tj. nagnuto je u smjeru puhanja bure. Čak i čitavi strmi dijelovi otoka Krka, Raba, Paga, Brača itd. koji su okrenuti buri praktički nemaju nikakvu vegetaciju. Djelovanju bure treba pripisati činjenicu da u primorskim kućama redovito nema ulaznih vrata i velikih prozora na strani odakle puše bura, krovna je konstrukcija jaka, a crijepovi ili kamene ploče »učvršćeni« su kamenim gromadama. Bura otpuhuje tlo, pa se parcele zaštićuju kamenim zidovima. (Razumije se, bura je samo jedan od uzroka podizanja zaštitnih suhozidina.) Ako je vrlo hladno, onda se za vrijeme bure na brodovima i lučkim objektima može nakupiti ledena kora.

U toplom dijelu godine često u našem primorju puše *maestral*[142]. To je vjetar lijepog, vedrog vremena. Karakteristika mu je konstantna brzina, puše jednolično bez mahova, pa je vrlo ugodan za jedrenje. Jenjava ili posve nestaje dan-dva prije promjene vremena, a slab je onda kad je centar anticiklone nad Jadranom. Maestral je jugozapadni, zapadni ili sjeverozapadni vjetar (pod utjecajem pružanja Dinarida i Apenina). Maestral je najčešće slab vjetar; kad je najjači, puše jačinom od 3 do 5 bofora. Maestral je, dakle, opće sjeverozapadno strujanje (često se naziva *etezija*), koje je posljedica razlike tlaka između zapada (anticiklona u području azorskog maksimuma) i istoka (polje niskog tlaka); sve dotle dok postoje te razlike tlaka, postoji i to strujanje. Ono je stalno, tj. postoji danju i noću na visini.

Od maestrala treba oštro razlikovati *zmorca* koji puše u obalnom pojasu. Zmorac, i njegova suprotnost, *kopnenjak* vjetrovi su koji nastaju diferenciranim zagrijavanjem i hlađenjem kopna i mora. Otuda njihova izrazita dnevna periodičnost. Zmorac počinje puhati između 8 i 10 h (tada već postoje termičke razlike između jače zagrijanog kopna i relativno hladnijeg mora), a prestaje nešto prije zalaza sunca, kad ga nakon stanovita vremena (kad nastupi tišina) zamijeni vjetar s kopna, kopnenjak (koji je posljedica naglog ohlađivanja ogoljele, stjenovite unutrašnjosti, a more ostane relativno toplo).

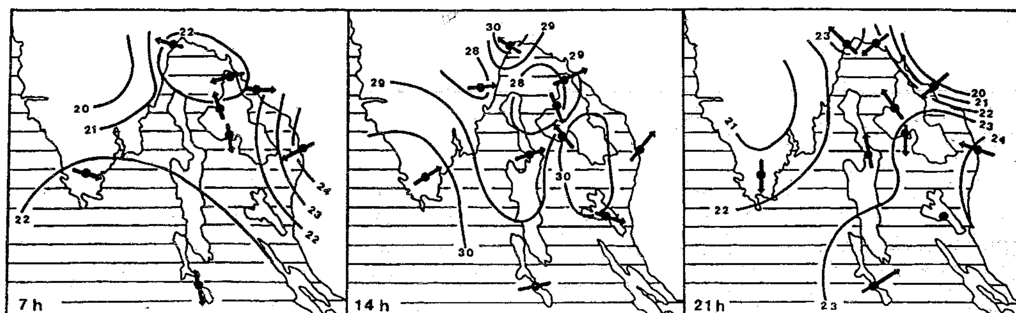
Zmorac je bioklimatski važan vjetar; to je ugodan povjetarac u najtoplijim ljetnim danima jer donosi svježiji zrak s relativno hladnijeg mora, pa ćemo razmotriti još neke detalje. Na sl. 448. vidi se da je jugozapadni zmorac zahvatio čitav obalni pojas, ali ne i otoke udaljenije od 20 km. Kuna i Nerežišće nalaze se u tom pojasu, ali zbog veće nadmorske visine, ili utjecaja lokalne topografije na jugozapadni vjetar, u tim je postajama puhao sjeverozapadni vjetar. Taj je vjetar (maestral ili etezija) puhao i na Palagruži, u Komiži na Visu i na Lastovu. Ta sjeverozapadna komponenta strujanja prevladavala je i u Bolu, isto kao i zapadno od Kaštel-Staroga (V. Drvenik, Žirje, Šibenik). Dakle, zmorac bi u promatranu dijelu naše obale bio jugozapadni vjetar. (Čini se da na smjer zmorca utječe i razlika u zagrijavanju pojedinih otoka i okolnog mora.)

Istraživanje maestrala u obalnom pojasu nije jednostavno, jer se u nižim slojevima na nj superponira zmorac, tj. teško je odvojiti te dvije komponente, treba odrediti koliki dio pripada zmorcu, a koliki maestralu, pri čemu je bitno poklapanje smjerova (tj. jedna struja pojačava drugu). Taj mehanizam potvrđuju istraživanja zmorca u Splitu 1956. (B. Makjanić, 1959 b.). U toj je godini zmorac puhao 78



Sl. 448. Vektorski srednjaci prizemnog vjetra 17.–20. VIII. 1967. god. za 14 h (dugo pero na strelici = 1 ms^{-1}) (I. Lukšić, 1967.)

[142] Maistral, maištral, magistral, maeštral, maištar, mištral, maestral; neki smatraju da te riječi potječu od lat. *ventus magister* ili tal. *vento maestro*, tj. važan, glavni vjetar. (Ne smije se miješati s mistralom, sjevernim vjetrom u južnoj Francuskoj.)



Sl. 449. Temperatura zraka i strujanje u Kvarneru i Istri u 7, 14 i 21 h 8. VIII. 1977. god. (D. Papišta, 1979.)

dana. U 17 dana (22% dana sa zmorcem) istodobno je na visini 1 600 – 3 000 m puhao vjetar s kopna. U preostalom 61 danu za vrijeme puhanja zmorca, iznad 1 600 m puhao je vjetar sa sjeveroistoka (s kopna), jugozapada (s mora), jugoistoka (uz obalu) te sjeverozapada (uz obalu). Slično tome pilot-baloni u kolovozu 1967. pušteni u Splitu u 13 h utvrdili su da iznad 1 000 m prevladava opća sjeverozapadna struja (etezija).

Zmorac i kopnenjak važni su bioklimatski regulatori, efikasno utječu na evakuaciju aeropolutanata u velikim obalnim industrijskim centrima kao što je Rijeka i njezina okolica, a o njima djelomično ovise i sportovi i rekreacija na vodi u najtoplijem dijelu godine, a to nije zanemarivo u krajevima gdje se razvija ljetni turizam. Kakvo je to strujanje na Kvarneru i u dijelu Istre prikazano je na sl. 449. Zračna strujanja prikazanih razmjera posljedica su temperaturne razlike između mora i kopna, a one su u tijeku dana bitno (ne apsolutno, nego po »smjeru«) mijenjaju. Dakako, one su prisutne prije svega u anticiklonskoj situaciji i bezgradijentnom polju tlaka, kad nema jačeg vjetra. Osim temperaturnih razlika važan je i utjecaj reljefa, tako da, na primjer, iznad Bakarskog zaljeva jedinstveno strujanje postoji tek iznad 300 – 500 m. U 7 h temperaturna razlika iznosi do 4 °C; najhladnija je unutrašnjost Istre, a najtopliji su Riječki zaljev i more južno od Cresa te osobito senjsko područje, vjerojatno zbog adijabatičkog zagrijavanja kopnenjaka. Karakteristično je divergentno strujanje kopnenjaka na otoku Krku prema toplijemu moru oko tog otoka. U 14 h karakteristične su više temperature priobalnog područja Riječkog zaljeva, otoka Krka i Raba te južne Istre. U tom su terminu temperature mora niže. Tome odgovara strujanje zmorca prema Krku (iznad kojega se izdiže topli zrak) i obali Riječkog zaljeva. Strujanje u 21 h u biti se slaže sa strujanjem u 7 h. Već se opaža hlađenje kopna koje je najizrazitije u unutrašnjosti Istre i u vinodolskom području. Suprotno tome, toplija su područja u uskom priobalnom pojasu Riječkog zaljeva, senjsko područje (pojačani ESE vjetar) i prostranije vodene površine. Zato u južnoj Istri i u Vinodolskom primorju jača strujanje prema toplijemu moru, a na Krku je već izrazito divergentno strujanje.

Budući da su vjetrovi u prošlosti, kad je plovidba jedrenjacima bila izuzetno važna, bili važniji na moru nego na kopnenoj unutrašnjosti, onda je razumljivo da su u krajevima sa starom pomorskom tradicijom (a upravo je takav Mediteran, a s njim i Jadransko more) za sve vjetrove postojali (isti ili slični, iskrivljeni) nazivi. Spomenimo samo nekoliko s našeg Jadrana. *Tramuntana* [143] je vjetar koji puše sa sjevera, tj. dolazi preko planina. Ubraja se u istu obitelj vjetrova kao i bura. *Levant* [144] ili *levanat* je istočni vjetar koji puše ravnomjerno pri kišovitu vremenu i umjerenoj hladnoći, a genetski se ubraja u kontinentske vjetrove sa sjevera. *Oštro* [145] je južni vjetar, a za buru se pokatkad upotrebljava i naziv *grego* (podrijetlo naziva nije jasno, ili je to možda vjetar koji puše iz Grčke). Zapadni se vjetar naziva *pulenat* (ili *punenat*; naziv dolazi od lat. riječi ponere, a u prenesenu značenju odnosi se na zalaz sunca, odnosno zapad), za jugo se upotrebljava i naziv široko, a jugozapadni je *lebić* [146] itd. U kopnenoj unutrašnjosti najčešće se upotrebljavaju samo nazivi po strani svijeta odakle puše vjetar (sjevernjak, sjeverac, zapadnjak, istočnjak itd.).

[143] lat. *trans* – preko; *mons* – brdo, gora, planina

[144] lat. *levare* – dizati se, uspravljati, levanat je vjetar koji puše odande gdje izlazi Sunce (puše s Levanta)

[145] naziv potječe od lat. riječi *auster* – jug, južna strana, južni smjer; *australis* – južni

[146] grčki *lips* – vjetar koji donosi oblake, odnosno kišu; Arapi su tu riječ izobličili u *lebek*, ali s istim značenjem. Prema drugom izvoru naziv libechio potječe sa Sicilije gdje se naziva *libici, libbici* jer puše iz Libije

4.4. VODENA PARA I PROIZVODI KONDENZACIJE

4.4.1. TLAK VODENE PARE

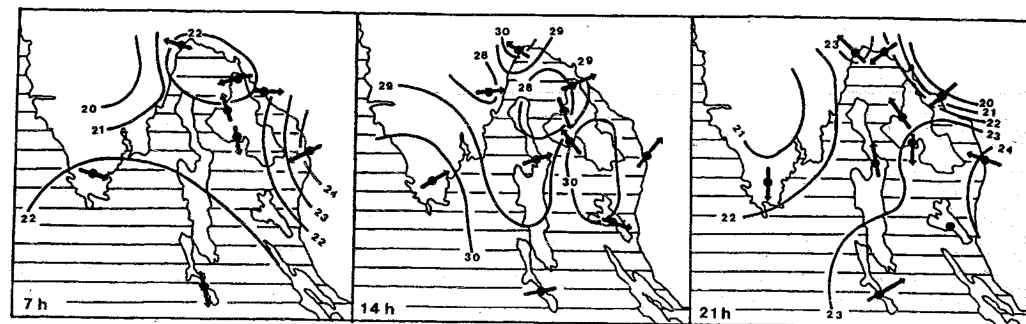
Vodena para koja se nalazi u zraku čini parcijalni tlak (zato se mjeri u hPa). Tlak vodene pare važan je prije svega zato što je to jedan od faktora koji regulira brzinu evaporacije. Tlak vodene pare raste s porastom temperature (sl. 450.), pa je ljeti viši nego zimi; tako je na svim postajama, i na moru i u unutrašnjosti. Za neke druge postaje važno je pravilo da tlak vodene pare opada s nadmorskom visinom (Zavižan na sl. 450.). Tlak vodene pare najviši je na Jadranskome moru (osim nekoliko izuzetaka), sistematski je niži u Panonskoj zavali i na peripanonskom rubu, a najniži u visokom planinskom pojasu. U svim postajama tlak vodene pare najniži je u siječnju ili veljači, a najviši u srpnju (ponegdje može biti u kolovozu).

4.4.2. RELATIVNA VLAŽNOST

Za brojne procese u atmosferi i za život čovjeka (i uopće organskog svijeta) vrlo je važna relativna vlažnost. Zato je potrebno upoznati njezin godišnji hod i geografsku raspodjelu; za primjer smo opet uzeli Zagreb-Grič i Hvar (sl. 451.). Relativna vlažnost je funkcija temperature i tlaka vodene pare. Relativna vlažnost veća je zimi nego ljeti, veća je na otocima nego na samoj obali; razlike između pojedinih mjeseci i godišnja amplituda veći su na obali nego na otocima; veća je kad pušu vjetrovi iz južnoga kvadranta, a naglo pada poslije prodora hladna i suha zraka iz sjevernoga kvadranta. To znači da je vrlo važna advekcija vodene pare (odnosno smjer vjetra, puše li s mora ili s kopna, ali i povećanje padalina koje poništi utjecaj povišenja temperature, pa se vidi proljetno povećanje relativne vlažnosti u Hvaru, te u svibnju i lipnju u Zagrebu, odnosno vidi se proljetno povećanje relativne vlažnosti u proma-

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	87	83	77	74	75	76	76	79	82	84	87	89	81
Crikvenica	74	72	70	71	71	70	64	67	71	72	74	73	71
Donji Miholjac	87	85	79	73	72	73	71	74	77	81	87	89	79
Đurđevac	85	83	79	76	76	77	77	81	84	85	87	87	82
Gospić	85	82	77	73	73	74	71	75	79	82	84	87	79
Gračac	83	80	76	72	73	74	70	71	78	80	83	85	77
Hvar	67	65	67	66	67	6,5	4,6	4,5	4,9	5,6	7,0	7,4	6,0
Karlovac	88	84	78	75	76	3,3	2,0	2,2	2,9	3,9	5,1	5,3	4,1
Knin	70	67	64	63	64	5,3	4,1	4,5	5,3	6,2	7,1	7,7	6,0
Koprivnica	83	81	77	73	73	5,9	4,7	5,0	5,9	6,7	7,7	7,4	6,5
Lastovo	70	69	70	71	70	4,7	3,7	3,9	4,5	5,3	6,6	6,8	5,4
Ličko Lešće	82	80	76	72	73	6,1	5,2	5,1	5,9	6,8	7,6	8,0	6,6
Lokve-Brana	85	84	83	81	79	5,8	4,6	4,6	5,1	6,1	7,3	7,5	6,2
Lovinac	84	82	79	75	75	5,1	4,0	3,8	4,3	4,9	6,8	7,3	5,6
Ogulin	83	80	74	70	71	3,2	1,9	2,1	3,0	4,1	5,4	6,1	4,3
Osijek	89	85	78	73	73	6,1	4,9	4,9	5,3	5,9	6,9	6,9	6,2
Palagruža	75	74	76	77	78	5,5	4,1	4,1	4,7	5,2	6,4	6,1	5,6
Parg	84	83	78	76	76	4,0	2,9	3,0	3,5	4,4	5,9	6,1	4,7
Rijeka	64	63	61	62	64	5,1	3,6	3,5	4,1	5,0	6,2	6,1	5,3
Senj	63	62	59	60	61	4,4	2,9	3,0	3,5	4,2	5,5	5,6	4,7
Sinj	77	73	70	69	69	5,8	4,5	4,5	5,1	6,2	7,6	8,0	6,3
Sisak	86	82	75	70	72	5,3	4,1	4,1	4,6	5,6	6,8	6,8	5,7
Skrad	86	84	79	74	74	5,2	4,0	4,1	4,4	5,6	6,7	7,0	5,6
Split-Marjan	60	60	60	59	59	4,2	2,9	2,9	3,5	4,3	5,7	5,7	4,7
Šibenik	60	58	58	58	58	4,6	3,0	3,0	3,6	4,4	5,8	5,8	4,8
Varaždin	84	80	74	69	70	5,9	4,7	4,6	4,8	5,5	7,0	7,3	6,0
Zagreb-Grič	79	73	65	61	64	5,8	4,7	4,7	4,9	5,8	7,5	7,7	6,2
Zagreb-Maksimir	84	79	73	69	70	5,8	4,6	4,6	5,0	5,9	7,4	7,7	6,2
Zavižan	83	84	82	82	80	5,9	4,5	4,7	5,3	6,1	7,0	6,9	6,2

Tab. 9. Srednja mjesečna i godišnja relativna vlaga, 1961.–. (DHMZ RH)



Sl. 449. Temperatura zraka i strujanje u Kvarneru i Istri u 7, 14 i 21 h 8. VIII. 1977. god. (D. Papišta, 1979.)

dana. U 17 dana (22% dana sa zmorcem) istodobno je na visini 1 600 – 3 000 m puhao vjetar s kopna. U preostalom 61 danu za vrijeme puhanja zmorca, iznad 1 600 m puhao je vjetar sa sjeveroistoka (s kopna), jugozapada (s mora), jugoistoka (uz obalu) te sjeverozapada (uz obalu). Slično tome pilot-baloni u kolovozu 1967. pušteni u Splitu u 13 h utvrdili su da iznad 1 000 m prevladava opća sjeverozapadna struja (etezija).

Zmorac i kopnenjak važni su bioklimatski regulatori, efikasno utječu na evakuaciju aeropolutanata u velikim obalnim industrijskim centrima kao što je Rijeka i njezina okolica, a o njima djelomično ovise i sportovi i rekreacija na vodi u najtoplijem dijelu godine, a to nije zanemarivo u krajevima gdje se razvija ljetni turizam. Kakvo je to strujanje na Kvarneru i u dijelu Istre prikazano je na sl. 449. Zračna strujanja prikazanih razmjera posljedica su temperaturne razlike između mora i kopna, a one su u tijeku dana bitno (ne apsolutno, nego po »smjeru«) mijenjaju. Dakako, one su prisutne prije svega u anticiklonskoj situaciji i bezgradijentnom polju tlaka, kad nema jačeg vjetra. Osim temperaturnih razlika važan je i utjecaj reljefa, tako da, na primjer, iznad Bakarskog zaljeva jedinstveno strujanje postoji tek iznad 300 – 500 m. U 7 h temperaturna razlika iznosi do 4 °C; najhladnija je unutrašnjost Istre, a najtopliji su Riječki zaljev i more južno od Cresa te osobito senjsko područje, vjerojatno zbog adijabatičkog zagrijavanja kopnenjaka. Karakteristično je divergentno strujanje kopnenjaka na otoku Krku prema toplijemu moru oko tog otoka. U 14 h karakteristične su više temperature priobalnog područja Riječkog zaljeva, otoka Krka i Raba te južne Istre. U tom su terminu temperature mora niže. Tome odgovara strujanje zmorca prema Krku (iznad kojega se izdiže topli zrak) i obali Riječkog zaljeva. Strujanje u 21 h u biti se slaže sa strujanjem u 7 h. Već se opaža hlađenje kopna koje je najizrazitije u unutrašnjosti Istre i u vinodolskom području. Suprotno tome, toplija su područja u uskom priobalnom pojasu Riječkog zaljeva, senjsko područje (pojačani ESE vjetar) i prostranije vodene površine. Zato u južnoj Istri i u Vinodolskom primorju jača strujanje prema toplijemu moru, a na Krku je već izrazito divergentno strujanje.

Budući da su vjetrovi u prošlosti, kad je plovidba jedrenjacima bila izuzetno važna, bili važniji na moru nego na kopnenoj unutrašnjosti, onda je razumljivo da su u krajevima sa starom pomorskom tradicijom (a upravo je takav Mediteran, a s njim i Jadransko more) za sve vjetrove postojali (isti ili slični, iskrivljeni) nazivi. Spomenimo samo nekoliko s našeg Jadrana. *Tramuntana* [143] je vjetar koji puše sa sjevera, tj. dolazi preko planina. Ubraja se u istu obitelj vjetrova kao i bura. *Levant* [144] ili *levanat* je istočni vjetar koji puše ravnomjerno pri kišovitu vremenu i umjerenoj hladnoći, a genetski se ubraja u kontinentske vjetrove sa sjevera. *Oštro* [145] je južni vjetar, a za buru se pokatkad upotrebljava i naziv *grego* (podrijetlo naziva nije jasno, ili je to možda vjetar koji puše iz Grčke). Zapadni se vjetar naziva *pulenat* (ili *punenat*; naziv dolazi od lat. riječi ponere, a u prenesenu značenju odnosi se na zalaz sunca, odnosno zapad), za jugo se upotrebljava i naziv široko, a jugozapadni je *lebić* [146] itd. U kopnenoj unutrašnjosti najčešće se upotrebljavaju samo nazivi po strani svijeta odakle puše vjetar (sjevernjak, sjeverac, zapadnjak, istočnjak itd.).

[143] lat. *trans* – preko; *mons* – brdo, gora, planina

[144] lat. *levare* – dizati se, uspravljati; levanat je vjetar koji puše odande gdje izlazi Sunce (puše s Levanta)

[145] naziv potječe od lat. riječi *auster* – jug, južna strana, južni smjer; *australis* – južni

[146] grčki *lips* – vjetar koji donosi oblake, odnosno kišu; Arapi su tu riječ izobličili u *lebek*, ali s istim značenjem. Prema drugom izvoru naziv libechio potječe sa Sicilije gdje se naziva *libici, libbici* jer puše iz Libije

4.4. VODENA PARA I PROIZVODI KONDENZACIJE

4.4.1. TLAK VODENE PARE

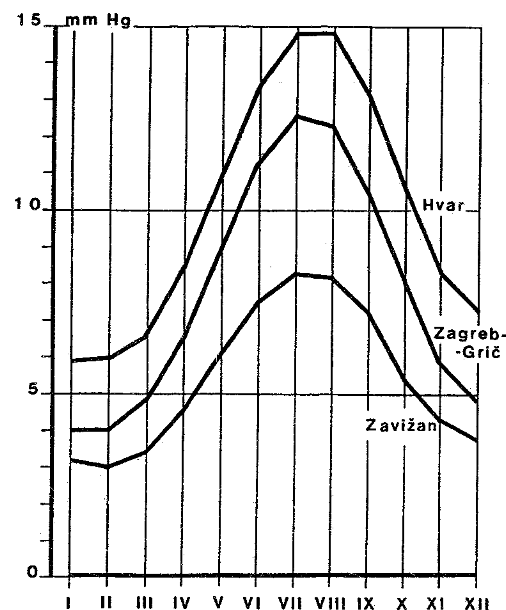
Vodena para koja se nalazi u zraku čini parcijalni tlak (zato se mjeri u hPa). Tlak vodene pare važan je prije svega zato što je to jedan od faktora koji regulira brzinu evaporacije. Tlak vodene pare raste s porastom temperature (sl. 450.), pa je ljeti viši nego zimi; tako je na svim postajama, i na moru i u unutrašnjosti. Za neke druge postaje važno je pravilo da tlak vodene pare opada s nadmorskom visinom (Zavižan na sl. 450.). Tlak vodene pare najviši je na Jadranskome moru (osim nekoliko izuzetaka), sistematski je niži u Panonskoj zavali i na peripanonskom rubu, a najniži u visokom planinskom pojasu. U svim postajama tlak vodene pare najniži je u siječnju ili veljači, a najviši u srpnju (ponegdje može biti u kolovozu).

4.4.2. RELATIVNA VLAŽNOST

Za brojne procese u atmosferi i za život čovjeka (i uopće organskog svijeta) vrlo je važna relativna vlažnost. Zato je potrebno upoznati njezin godišnji hod i geografsku raspodjelu; za primjer smo opet uzeli Zagreb-Grič i Hvar (sl. 451.). Relativna vlažnost je funkcija temperature i tlaka vodene pare. Relativna vlažnost veća je zimi nego ljeti, veća je na otocima nego na samoj obali; razlike između pojedinih mjeseci i godišnja amplituda veći su na obali nego na otocima; veća je kad pušu vjetrovi iz južnoga kvadranta, a naglo pada poslije prodora hladna i suha zraka iz sjevernoga kvadranta. To znači da je vrlo važna advekcija vodene pare (odnosno smjer vjetra, puše li s mora ili s kopna, ali i povećanje padalina koje poništi utjecaj povišenja temperature, pa se vidi proljetno povećanje relativne vlažnosti u Hvaru, te u svibnju i lipnju u Zagrebu, odnosno vidi se proljetno povećanje relativne vlažnosti u proma-

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	87	83	77	74	75	76	76	79	82	84	87	89	81
Crikvenica	74	72	70	71	71	70	64	67	71	72	74	73	71
Donji Miholjac	87	85	79	73	72	73	71	74	77	81	87	89	79
Đurđevac	85	83	79	76	76	77	77	81	84	85	87	87	82
Gospić	85	82	77	73	73	74	71	75	79	82	84	87	79
Gračac	83	80	76	72	73	74	70	71	78	80	83	85	77
Hvar	67	65	67	66	67	65	59	61	65	67	68	68	66
Karlovac	88	84	78	75	76	76	75	78	82	84	87	89	81
Knin	70	67	64	63	64	64	59	61	67	70	72	71	66
Koprivnica	83	81	77	73	73	74	73	76	81	83	85	85	79
Lastovo	70	69	70	71	70	67	60	62	68	71	70	70	68
Ličko Lešće	82	80	76	72	73	75	73	75	79	80	82	84	78
Lokve-Brana	85	84	83	81	79	81	78	81	85	87	88	87	83
Lovinac	84	82	79	75	75	76	72	75	80	83	85	84	79
Ogulin	83	80	74	70	71	73	73	77	80	82	83	84	78
Osijek	89	85	78	73	73	74	72	74	78	80	88	90	79
Palagruža	75	74	76	77	78	76	72	74	75	77	77	75	76
Parg	84	83	78	76	76	78	75	79	82	83	85	85	81
Rijeka	64	63	61	62	64	63	57	58	64	66	67	65	63
Senj	63	62	59	60	61	60	54	56	62	63	64	64	61
Sinj	77	73	70	69	69	68	60	64	70	74	78	78	71
Sisak	86	82	75	70	72	73	73	77	81	83	86	88	79
Skrad	86	84	79	74	74	76	74	77	81	83	85	86	80
Split-Marjan	60	60	60	59	59	56	49	52	58	61	64	62	58
Šibenik	60	58	58	58	58	57	50	52	58	61	63	61	68
Varaždin	84	80	74	69	70	72	72	76	79	81	83	85	77
Zagreb-Grič	79	73	65	61	64	67	65	68	73	76	79	80	71
Zagreb-Maksimir	84	79	73	69	70	71	70	74	79	82	84	85	77
Zavižan	83	84	82	82	80	79	75	77	79	81	83	82	81

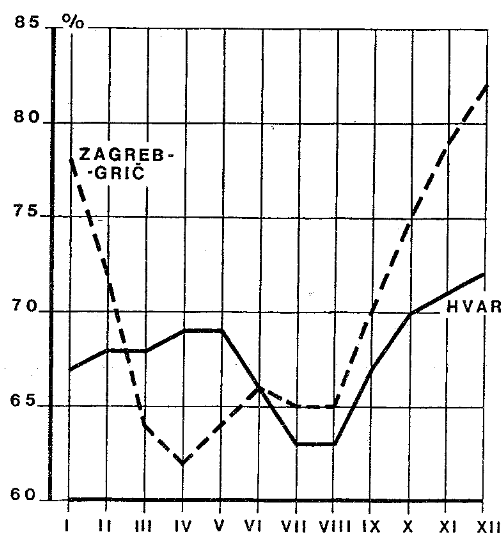
Tab. 9. Srednja mjesečna i godišnja relativna vlaga, 1961.– 1990. (DHMZ RH)



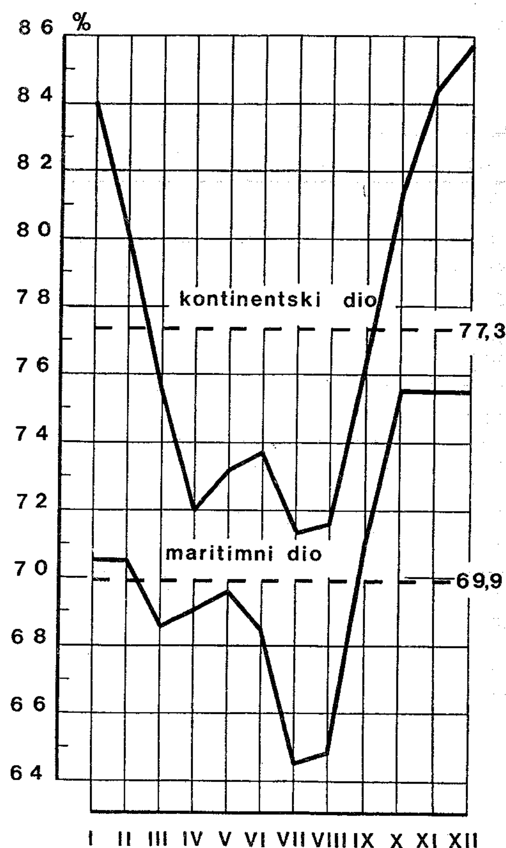
Sl. 450. Godišnji hod tlaka vodene pare u Hvaru i Zavižanu te Zagreb-Griču 1948.–1960. god.

tranim postajama, kao posljedica proljetnog povećanja količine padalina) ili pak nagomilavanje vodene pare u tankom sloju zraka iznad podloge kad nema vjetra. Iz svega toga proizlazi da godišnji hod relativne vlažnosti ne može biti tako jednostavan kao godišnji hod temperature i tlaka vodene pare.

D. Srebrenović (1970.) istražio je godišnji hod relativne vlažnosti u periodu od 1949. do 1963. god. u 32 postaje u Hrvatskoj (sl. 452.). Sve je postaje podijelio u dvije skupine – kontinentsku (porječje Save i Drave) i maritimnu skupinu (bliže moru). Tako se mnogo lakše može nazrijeti opća pravilnost. Već analizom sl. 451. može se zaključiti da je u godišnjem prosjeku relativna vlažnost viša u našoj unutrašnjosti (i u planinama) nego na obali i otocima; u pojedinim mjesecima postoje razlike, ali iznenađuje (naoko neočekivana) činjenica da je u najtoplijim, ljetnim mjesecima relativna vlažnost viša u Zagrebu nego u Hvaru. To se još bolje vidi kad se promatra više postaja (sl. 452.). Mjesečni su srednjaci u cjelini uvijek, bez izuzetka, viši u kontinentskim nego u primorskim postajama (srednja godišnja relativna vlažnost u kontinentskim postajama iznosi 77,3%, a u primorskima 69,9%). Relativno niža srednja godišnja relativna vlažnost postoji samo u uskom primorskom pojasu, a naglo raste u neposrednoj unutrašnjosti. Tako, npr., Opatija i Crikvenica imaju srednju godišnju relativnu vlažnost 70%, Pazin 75%, a Gospić 80%. Za geografsku raspodjelu relativne vlažnosti tipično je da postoje relativno male razlike između pojedinih postaja koje su često vrlo udaljene (srednja godišnja relativna vlažnost u Zagreb-Maksimiru iznosi 81%, a u Osijeku 78%).



Sl. 451. Godišnji hod relativne vlažnosti u Hvaru i Zagreb-Griču 1948.–1960. god.



Sl. 452. Godišnji hod relativne vlažnosti u primorskom i kontinentskom dijelu Hrvatske; 1949.–1963. god. (D. Srebrenović, 1970.)

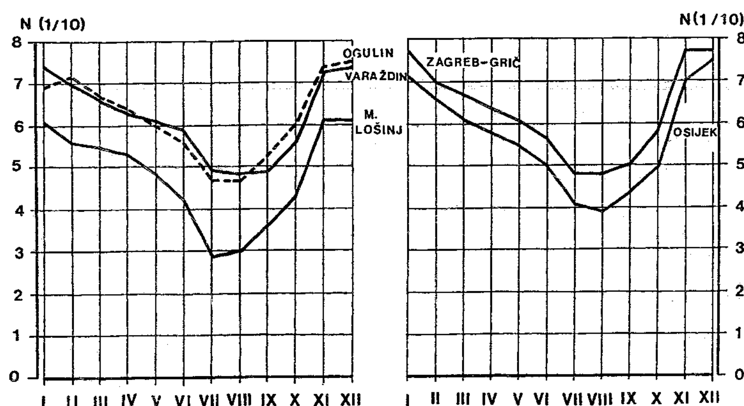
Relativna vlažnost može se znatno povećati pod utjecajem lokalnih topografskih i hidrografskih uvjeta (u konkavnim oblicima reljefa, kao što su kotline s razvijenom hidrografskom mrežom i slabijim zračnim strujanjem; zato je srednja godišnja relativna vlažnost velika u Požegi, 80%, te neposredno uz velike rijeke). Relativna vlažnost mijenja se i pod utjecajem drugih faktora. Tako je, npr., utvrđeno da je niža od zonalnog prosjeka u velikim gradovima (Zagreb-Grič 70%). (To je posljedica i više temperature u gradovima i smanjene evaporacije zbog povećanja izgrađene površine i kraćeg zadržavanja padalina na podlozi). Relativna se vlažnost može povremeno, iako kratkotrajno, znatno smanjiti pod utjecajem fenskog efekta. Tako je u razdoblju od 1891. do 1910. god. u Zagrebu (F. Seidl, 1935.) u danima bez fena relativna vlažnost iznosila 65%, a u danima s fenom 51%.

4.4.3. NAOBLAKA

Velika je klimatska važnost naoblake jer ona utječe na količinu primljene i odane radijacije (odnosno na bilancu radijacije), a to se odražava u hodu i raspo-

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	7,3	6,7	5,8	5,6	5,3	5,1	4,1	4,1	4,5	5,4	7,1	7,6	5,7
Crikvenica	6,1	5,9	6,0	6,1	5,5	5,1	3,8	3,8	4,4	5,0	6,2	6,0	5,3
Donji Miholjac	7,2	6,6	5,8	5,5	5,1	4,9	3,8	3,5	4,1	4,9	6,9	7,4	5,5
Drniš	5,0	4,7	4,7	4,9	4,3	3,8	2,2	2,4	2,7	3,7	5,0	5,0	4,0
Đurđevac	7,1	6,6	5,8	5,5	5,1	5,1	4,0	3,9	4,4	5,2	6,9	7,3	5,6
Gospić	6,9	6,9	6,5	6,4	5,8	5,6	4,1	4,1	4,9	5,8	7,1	7,3	5,9
Gračac	7,2	7,2	6,7	6,6	6,1	5,6	4,2	4,4	5,0	5,9	7,2	7,6	6,1
Hvar	5,4	5,3	5,3	5,2	4,4	3,6	2,3	2,3	3,1	4,1	5,5	5,6	4,3
Karlovac	7,6	7,0	6,2	6,0	5,6	5,5	4,3	4,4	4,9	6,1	7,5	7,8	6,1
Knin	5,7	5,6	5,7	5,9	5,4	4,9	3,5	3,4	3,8	4,4	5,8	5,7	5,0
Koprivnica	7,3	6,8	6,2	6,0	5,6	5,6	4,6	4,5	4,9	5,6	7,0	7,4	6,0
Lastovo	5,3	5,3	5,1	4,8	4,2	3,3	2,0	2,2	2,9	3,9	5,1	5,3	4,1
Ličko Lešće	7,1	7,0	6,2	6,0	5,7	5,3	4,1	4,5	5,3	6,2	7,1	7,7	6,0
Lokve-Brana	7,3	7,2	6,9	6,7	6,1	5,9	4,7	5,0	5,9	6,7	7,7	7,4	6,5
Lovinac	6,4	6,3	5,9	5,6	5,2	4,7	3,7	3,9	4,5	5,3	6,6	6,8	5,4
Novi Dvori	7,8	7,4	6,7	6,6	6,2	6,1	5,2	5,1	5,9	6,8	7,6	8,0	6,6
Ogulin	7,3	7,1	6,7	6,5	6,1	5,8	4,6	4,6	5,1	6,1	7,3	7,5	6,2
Osijek	7,2	6,8	6,1	5,9	5,4	5,1	4,0	3,8	4,3	4,9	6,8	7,3	5,6
Palagruža	5,9	5,6	5,2	4,6	4,0	3,2	1,9	2,1	3,0	4,1	5,4	6,1	4,3
Parg	6,8	6,8	6,8	6,8	6,4	6,1	4,9	4,9	5,3	5,9	6,9	6,9	6,2
Rijeka	6,1	6,0	6,3	6,5	5,9	5,5	4,1	4,1	4,7	5,2	6,4	6,1	5,6
Rovinj	6,1	5,6	5,5	5,2	4,4	4,0	2,9	3,0	3,5	4,4	5,9	6,1	4,7
Senj	6,1	5,9	6,0	6,0	5,6	5,1	3,6	3,5	4,1	5,0	6,2	6,1	5,3
Sinj	5,5	5,4	5,5	5,6	5,1	4,4	2,9	3,0	3,5	4,2	5,5	5,6	4,7
Sisak	7,7	7,1	6,6	6,2	5,9	5,8	4,5	4,5	5,1	6,2	7,6	8,0	6,3
Skrad	6,7	6,5	6,2	5,9	5,4	5,3	4,1	4,1	4,6	5,6	6,8	6,8	5,7
Slunj	6,8	6,6	6,0	5,6	5,2	5,2	4,0	4,1	4,4	5,6	6,7	7,0	5,6
Split-Marjan	5,6	5,5	5,6	5,6	5,0	4,2	2,9	2,9	3,5	4,3	5,7	5,7	4,7
Šibenik	5,7	5,5	5,6	5,8	5,1	4,6	3,0	3,0	3,6	4,4	5,8	5,8	4,8
Varaždin	7,1	6,8	6,5	6,3	6,0	5,9	4,7	4,6	4,8	5,5	7,0	7,3	6,0
Zagreb-Grič	7,5	6,9	6,6	6,4	6,1	5,8	4,7	4,7	4,9	5,8	7,5	7,7	6,2
Zagreb-Maksimir	7,5	6,9	6,5	6,2	5,9	5,8	4,6	4,6	5,0	5,9	7,4	7,7	6,2
Zavižan	6,7	6,9	6,7	6,7	6,3	5,9	4,5	4,7	5,3	6,1	7,0	6,9	6,2

Tab. 10. Srednja mjesečna i godišnja naoblaka, 1961.–1990. (DHMZ RH)



Sl. 453. Godišnji hod naoblake u Varaždinu, Ogulinu i M. Lošinju te Zagreb-Griču i Osijeku (1961.–1980. god.)

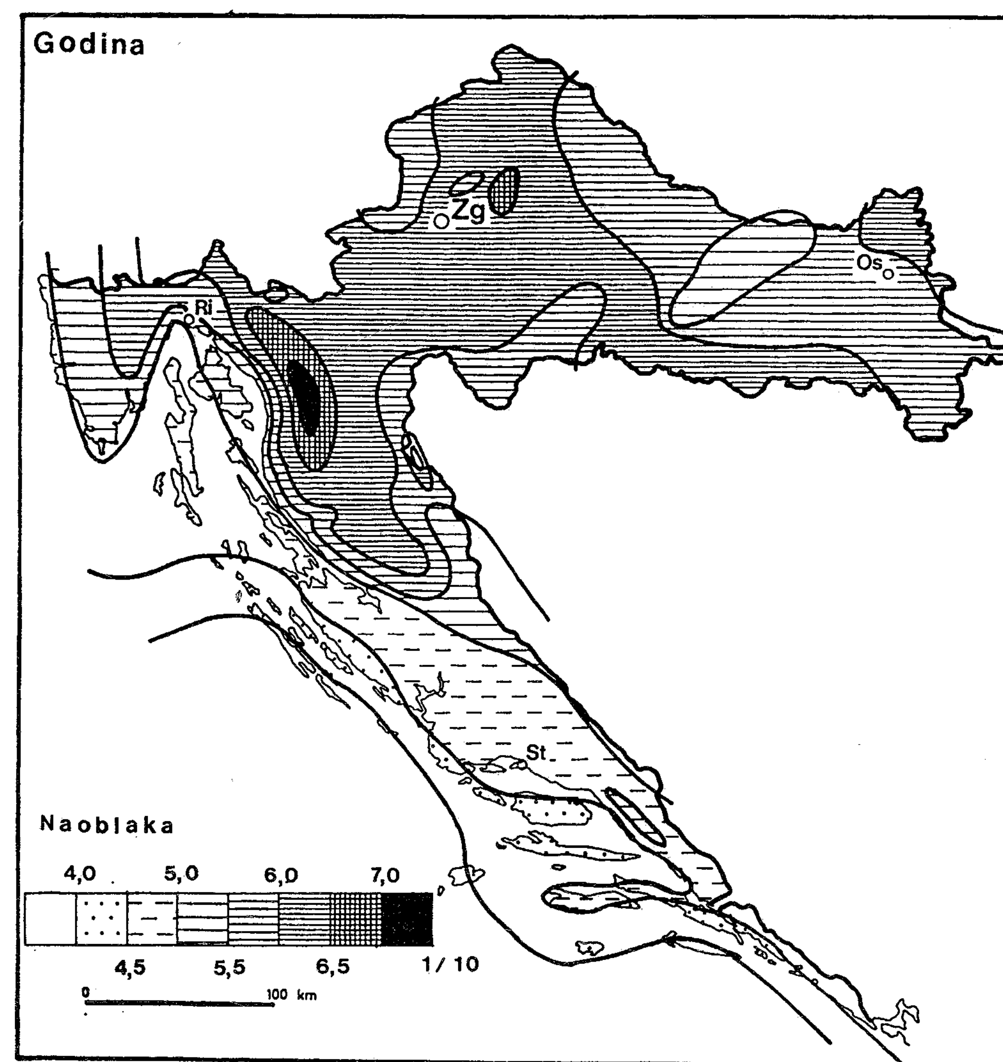
djeli temperature, a povezano s njom i svih drugih klimatskih elemenata. Veća naoblaka u hladnijem dijelu godine zaštićuje podlogu od prejakog zahlađenja, a ljeti od prevelikog zagrijavanja. Budući da se Hrvatska nalazi u klimatski prijelaznom pojasu (pod tim se misli na opće cirkulacijske uvjete), a uz to ima i visoko razvijen reljef s jedne, a zavalu velikih dimenzija s druge strane, kao izuzetno jake

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	3,0	3,7	5,2	5,4	5,1	5,9	9,8	10,3	8,5	6,3	2,7	2,0	67,7
Crikvenica	6,5	5,4	5,1	4,3	5,0	5,1	9,3	10,2	8,8	8,3	5,1	6,4	79,1
Donji Miholjac	2,9	4,4	5,7	6,1	6,6	7,5	11,6	13,1	10,7	8,6	3,3	2,8	83,4
Drniš	10,5	10,6	10,6	9,1	10,9	11,8	18,9	18,6	17,0	14,7	10,1	11,0	154,0
Đurđevac	3,9	4,0	5,6	5,5	7,0	6,1	10,5	11,8	9,0	6,7	3,3	3,2	75,9
Gospić	3,7	3,2	3,7	3,5	3,6	4,2	8,8	9,5	7,0	5,7	2,9	2,7	58,4
Gračac	2,9	3,0	3,7	4,0	3,9	4,6	8,8	9,0	7,4	5,1	3,1	2,4	58,0
Hvar	7,1	6,9	7,3	6,7	9,5	11,2	18,0	18,6	14,5	11,5	6,6	6,5	124,5
Karlovac	2,0	3,2	4,8	4,1	5,3	5,5	9,5	9,9	7,6	4,3	2,2	2,1	60,5
Knin	6,8	6,4	5,7	4,3	4,8	5,8	11,8	12,5	11,5	10,3	6,4	6,7	92,8
Koprivnica	2,7	3,1	3,8	4,3	4,0	3,8	6,9	8,4	6,5	5,3	2,5	2,5	53,5
Lastovo	7,4	6,9	7,7	7,3	9,7	11,8	19,1	18,8	15,2	11,9	6,8	7,9	129,7
Ličko Lešće	2,3	2,5	4,7	4,4	4,6	5,5	9,1	7,3	4,2	2,5	2,4	1,8	52,2
Lokve-Brana	3,6	3,1	4,2	3,4	3,3	4,3	7,9	6,9	4,4	3,5	2,3	3,5	51,0
Lovinac	4,0	3,7	4,9	5,1	5,0	6,3	10,4	9,9	7,4	5,8	3,6	3,7	66,4
Novi Dvori	2,1	2,2	3,5	3,4	4,0	3,7	5,3	6,9	3,3	2,0	2,1	1,5	41,2
Ogulin	3,1	3,2	3,9	3,6	3,6	4,6	8,4	9,0	7,5	6,0	2,9	2,5	58,1
Osijek	2,5	3,5	4,6	4,9	5,6	5,8	9,9	11,8	9,1	8,4	3,3	2,6	71,8
Palagruža	3,5	4,3	6,1	7,2	9,9	11,5	19,1	18,5	13,4	9,1	4,4	2,8	108,9
Parg	4,3	3,5	3,4	3,0	2,6	2,6	6,5	7,0	6,3	6,1	3,8	4,3	54,0
Rijeka	6,4	6,4	4,9	4,1	4,3	4,3	9,7	10,4	9,0	8,8	5,5	6,4	80,1
Rovinj	7,0	7,2	7,7	7,5	9,6	10,2	15,0	15,3	12,6	9,9	6,3	6,4	115,2
Senj	6,1	6,4	5,8	5,1	5,9	5,5	11,9	13,0	10,8	9,6	5,6	6,3	92,0
Sinj	7,9	7,5	6,6	5,3	6,7	7,3	14,2	14,7	13,0	12,0	7,6	7,3	110,0
Sisak	1,7	2,3	3,7	3,7	3,7	3,9	8,6	8,7	6,3	3,4	1,2	1,3	48,6
Skrad	4,9	4,4	5,4	5,1	5,1	5,1	9,4	10,5	8,5	6,7	3,9	4,2	73,3
Slunj	4,0	4,6	5,9	5,7	6,7	6,5	11,3	11,7	10,2	7,0	3,7	3,5	81,1
Split-Marjan	6,8	7,0	6,2	5,2	7,1	7,9	15,0	15,9	13,3	11,0	6,2	6,3	107,9
Šibenik	6,3	6,3	5,6	4,8	6,8	6,8	14,2	14,8	11,8	10,4	5,5	6,2	99,5
Varaždin	3,1	3,4	4,0	4,0	3,6	3,5	7,1	8,5	7,3	6,0	2,5	2,1	55,3
Zagreb-Grič	2,6	3,2	3,9	3,7	3,7	3,8	7,1	8,0	7,4	6,3	2,0	2,2	54,0
Zagreb-Maksimir	2,1	2,9	3,8	3,6	3,4	3,5	6,6	8,4	6,4	5,0	1,8	1,8	49,2
Zavižan	4,5	4,0	4,0	3,1	3,1	3,2	7,7	8,0	6,7	6,5	3,7	4,4	58,7

Tab. 11. Broj vedrih dana (srednja dnevna naoblaka < 2.0), 1961.–1990. (DHMZ RH)

modifikatorske faktore, naoblaka se u tijeku godine vrlo mijenja, odnosno prilično je različita u raznim dijelovima Hrvatske. Naoblaka, prije svega u toplijem dijelu godine može znatno biti i konvekcijska naoblaka koja nije vezana uz nepogode. U velikim konkavnim oblicima reljefa, prije svega u Panonskoj zavali, a zatim i u kotlinama, zimi se nagomilava hladan zrak, nastaje inverzija temperature, a to je uzrok postanku niske stratiformne naoblake koja se nerijetko zadrži i po više tjedana. Tako se zimska naoblaka znatno povećava. Važan je modifikatorski utjecaj reljefa koji, u godišnjem prosjeku, povećava naoblaku, ali komplicira njezin godišnji hod jer je u višim planinama naoblaka u najhladnijim mjesecima manja nego u susjednim zavalama ili dolinama, a u toplom je dijelu godine veća.

Analizom sl. 453. odmah se opaža da u cijeloj našoj zemlji postoji u biti isti godišnji hod naoblake, jer su uzroci njezina postanka isti. Godišnji hod naoblake suprotan je godišnjem hodu temperature, tj. topli je dio godine relativno vedar, a hladni dio oblačan. Da bi prikaz bio što reprezentativniji, uzeli smo profil sjever-jug i istok-zapad. Spomenuta se pravila mogu odmah uočiti. Najprije uzmimo sred-



Sl. 454. Geografska raspodjela naoblake; godišnji srednjaci dnevne naoblake 1961.–1980. god. (D. Poje i dr., 1984.)

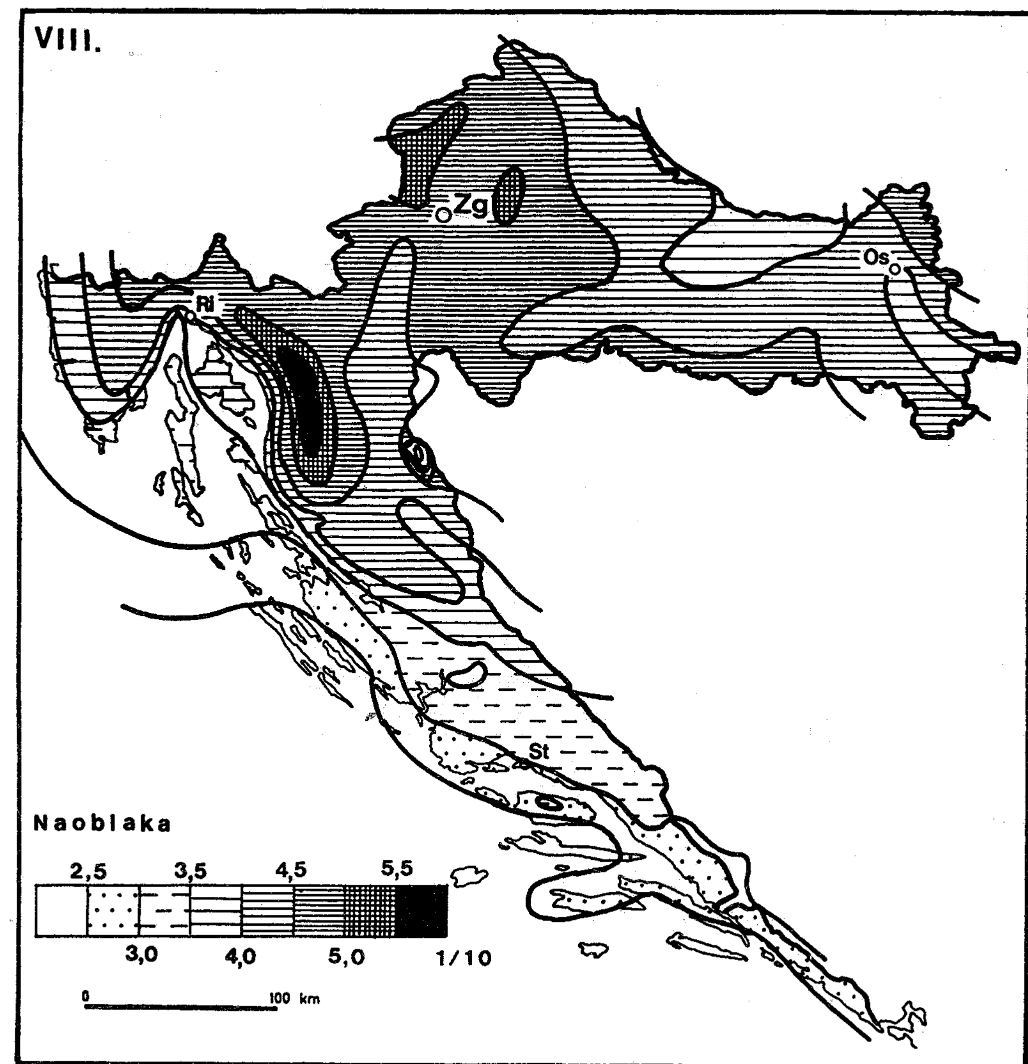
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	16,9	13,0	10,7	9,2	6,8	6,4	4,5	4,5	6,1	8,8	15,0	17,7	119,4
Crikvenica	13,4	11,0	11,4	11,0	7,9	6,0	2,9	3,8	5,4	9,1	12,3	12,6	106,9
Donji Miholjac	16,0	12,6	10,1	8,2	6,7	6,0	4,0	3,7	5,3	8,0	14,2	17,0	111,6
Drniš	10,4	9,0	9,1	8,2	5,7	4,3	1,7	2,5	2,8	6,4	9,7	11,1	82,3
Đurđevac	16,0	12,4	10,7	8,9	7,3	7,1	4,3	4,6	5,5	8,8	14,3	16,1	117,0
Gospić	15,4	13,5	13,2	11,4	8,0	6,5	3,8	4,0	6,4	10,5	15,3	16,6	124,7
Gračac	16,5	15,4	14,1	13,2	10,9	8,1	4,7	5,1	7,5	11,6	16,5	17,9	141,7
Hvar	9,2	8,2	8,8	7,2	5,8	3,0	1,2	1,4	3,1	5,7	8,3	10,3	72,1
Karlovac	18,3	14,0	12,3	10,4	8,3	7,7	4,7	5,9	7,0	10,8	16,9	19,5	135,8
Knin	11,4	9,6	10,5	9,7	7,7	5,4	2,3	2,8	4,5	6,6	10,4	11,4	92,5
Koprivnica	16,3	12,5	10,7	9,7	7,7	7,3	4,6	5,2	6,3	9,4	14,2	16,4	120,5
Lastovo	8,8	7,7	8,0	6,1	4,7	1,9	0,8	1,1	2,4	4,9	7,0	8,8	62,2
Ličko Lešće	15,3	13,3	11,8	10,1	8,3	6,5	4,2	4,8	6,8	10,5	14,8	18,3	124,4
Lokve-Brana	18,1	15,4	15,6	13,4	10,3	8,5	5,6	6,8	9,4	14,5	17,9	18,4	155,0
Lovinac	13,5	11,1	10,4	8,7	6,5	4,4	3,0	3,8	5,1	8,4	13,5	15,2	104,5
Novi Dvori	19,0	15,0	13,9	12,1	9,7	9,9	6,5	6,9	8,0	12,4	17,1	19,4	150,0
Ogulin	17,2	14,7	14,4	11,9	10,2	8,4	6,0	6,3	7,9	12,3	16,5	17,9	143,7
Osijek	15,5	12,9	10,9	9,7	7,4	6,1	4,4	4,3	5,5	7,8	14,1	16,5	115,1
Palagruža	8,0	6,6	6,6	5,1	3,7	1,8	0,8	0,7	2,0	3,7	6,3	9,5	55,4
Parg	15,5	13,9	14,9	13,7	10,2	9,1	5,9	6,4	8,4	11,6	14,9	15,4	139,5
Rijeka	13,2	11,8	12,6	12,8	9,4	6,7	3,9	5,1	6,8	9,7	13,5	12,6	118,1
Rovinj	13,6	10,4	10,0	8,0	5,7	3,3	1,9	2,6	3,9	6,5	11,1	12,9	90,1
Senj	12,9	10,9	11,1	10,7	8,4	6,2	3,2	3,8	5,1	8,1	12,7	12,8	105,9
Sinj	10,7	9,4	10,1	8,6	6,5	3,8	1,6	2,3	3,8	6,0	9,9	11,1	83,8
Sisak	18,1	14,1	12,9	10,7	8,7	8,6	5,0	5,9	6,9	11,0	16,7	19,8	140,0
Skrad	15,2	12,7	12,3	10,1	7,8	6,8	4,2	4,8	7,0	10,5	14,3	15,8	121,5
Slunj	15,0	13,1	11,8	9,4	7,6	7,2	4,8	5,2	6,3	10,3	13,5	15,7	120,6
Split-Marjan	10,5	9,3	9,7	8,7	6,8	3,5	1,8	2,2	3,5	6,3	10,3	10,6	83,4
Šibenik	10,6	9,3	9,6	9,0	6,8	4,2	2,0	2,6	3,6	5,8	9,9	11,1	84,5
Varaždin	15,2	13,1	12,5	11,2	8,9	8,0	5,4	5,8	5,9	9,5	13,4	15,7	124,5
Zagreb-Grič	17,9	13,9	13,1	11,2	9,3	8,3	5,4	6,5	6,7	10,6	16,4	17,8	137,2
Zagreb-Maksimir	17,2	13,0	12,6	10,1	8,2	7,8	4,6	5,5	6,6	10,4	15,8	17,9	129,8
Zavižan	14,7	14,2	14,3	13,0	10,8	8,4	4,8	6,1	8,4	12,8	15,6	15,6	138,7

Tab. 12. Broj oblačnih dana (srednja dnevna naoblaka > 8.0), 1961.–1990. (DHMZ RH)

nju godišnju naoblaku; ona je u Malom Lošinju 5,5 desetina, u Varaždinu 6,2 desetine, a u Ogulinu 6,3 desetine. Očito je da je naoblaka najmanja na jadranskim otocima, naglo raste na obali, a maksimalna je u planinskoj unutrašnjosti. Dalje na sjeveru, u Panonskoj zavali, naoblaka je opet manja, ali samo nešto manja nego u planinskom pojasu. Najoblačniji je planinski pojas, mnogo su manje oblačni jadransko primorje i otoci, a nešto je manje oblačna Panonska zavala. U smjeru zapad-istok raspodjela naoblake je sljedeća: zapadni krajevi su vrlo oblačni (godišnji prosjek u Zagrebu je 6,3 desetine), a naoblaka se smanjuje prema istoku (Osijek, 5,7 desetina).

Posebno je važna geografska raspodjela naoblake u cijeloj Hrvatskoj, a ne samo u nekim postajama. U *godišnjoj količini naoblake* (sl. 454.) uočava se raznolikost kao posljedica geografskog položaja Hrvatske. Hrvatska naime obuhvaća tri (za postanak naoblake) bitno različite cjeline: dio Panonske nizine, dinarski prostor i jadransko primorje. Ako bismo izonefom od 5/10 odvojili oblačniji dio od vedrijeg dijela Hrvatske, tada bi veći dio Hrvatske bio više nego poluoblačan. Naoblaku manju od 5/10 ima zapadna obala Istre, vanjski otoci Kvarnerskog zaljeva i Dalmacija. Najoblačniji je prijelazni planinski pojas jer se na njemu izdiže vlažan zrak sa Sredozemlja. Kontinentska unutrašnjost Hrvatske ima uglavnom naoblaku oko 6/10. Nešto su vedrija područja s većom nadmorskom visinom jer su u hladnom dijelu godine u nizinama česte magle i stratusi.

Bolji uvid daje raspodjela naoblake u reprezentativnim mjesecima, a to su kolovoz i prosinac. *Kolovoz* (sl. 455.) u najvećem je dijelu Hrvatske mjesec s najmanjom naoblakom. Opet se izdvaja sjeverniji planinski pojas koji je najoblačniji, s naoblakom većom od 5/10. Obala i otoci mnogo su vedriji. To



Sl. 455. Geografska raspodjela srednje dnevne naoblake; prosjek za kolovoz 1961.–1980. god. (D. Poje i dr., 1984.)

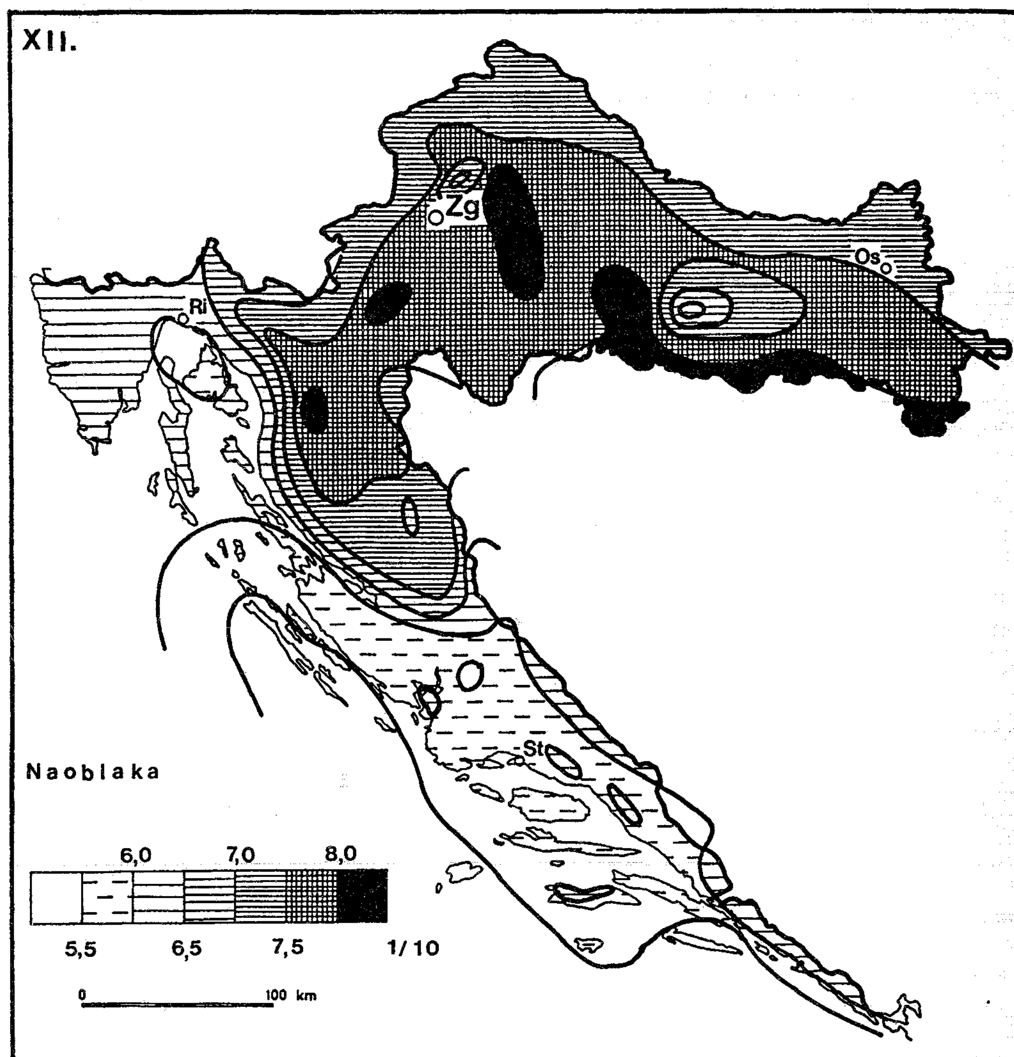
se osobito odnosi na južni Jadran. Naoblaka se također smanjuje i prema sjeveroistoku, pa u najvećem dijelu unutrašnjosti iznosi 4 – 5 desetina.

Mjesec s najvećom naoblakom je *prosinac* (sl. 456.). U prosincu nije tako oštro izražena razlika između Gorske i ostalih dijelova Hrvatske. Raspodjela naoblake je ujednačenija. Povećana naoblaka nije tipična samo za Gorsku Hrvatsku, već je nalazimo i u izdvojenim područjima u unutrašnjosti (srednjoslavonske planine, Medvednica, Lonjsko-ilovska zavala). U nizinskom dijelu Hrvatske vrlo je važna izdignuta magla, stratusi.

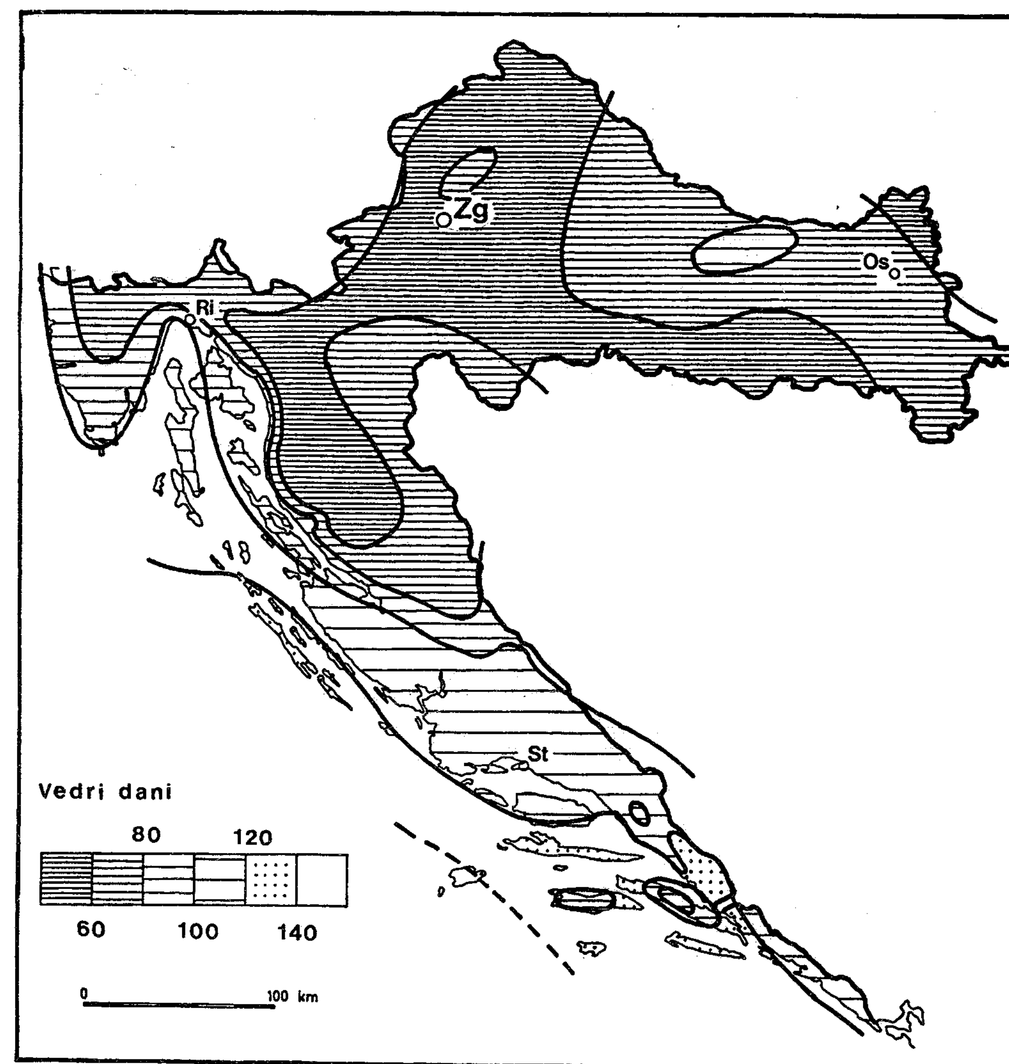
Još bolji uvid u naoblaku dobiva se upoznavanjem srednjega godišnjeg broja vedrih i oblačnih dana. Počnimo s *vedrima danima* (sl. 457.). To su svi oni dani u kojima je naoblaka manja od 2 desetine. Broj vedrih dana kreće se u rasponu od 140 na najudaljenijim otocima do manje od 50 u Lici. Smanjenje broja vedrih dana osobito je izraženo na Velebitu. Područja s većom nadmorskom visinom u unutrašnjosti imaju povećani broj vedrih dana. Općenito, broj vedrih dana smanjuje se od obale prema unutrašnjosti.

Obratna je raspodjela srednjega godišnjega broja *oblačnih dana*, tj. dana u kojima je naoblaka veća od 8 desetina (sl. 458.) Njihov se broj uglavnom povećava od obale prema unutrašnjosti. Najoblačniji su Gorski kotar, Pokuplje i Posavina. Dalje prema sjeveru broj oblačnih dana nešto se smanjuje, mada i tu ima izdvojenih područja s više od 140 oblačnih dana godišnje. Najmanje oblačnih dana ima u priobalju, a više ih je na sjevernom nego na južnom Jadranu.

Potrebno je upozoriti i na odnos između godišnjega hoda naoblake i padalina (sl. 459.). U Hrvatskoj su zastupljena oba tipa godišnjega hoda naoblake, i dinamički (maksimum i minimum naoblake i padalina se podudaraju) i statički ili inverzni (maksimum i minimum padalina i naoblake se ne podudaraju), iako treba reći da u našoj zemlji statički tip godišnjega hoda naoblake – Osijek, u našem primjeru – nije tipičan. Dinamički tip godišnjega hoda naoblake postoji u primorskoj zoni, gdje pojačanu zimsku naoblaku prati povećanje padalina, a smanjena naoblaka ljeti praćena je manjom količinom kiše. Statički tip godišnjega hoda naoblake (Osijek) ima kontinentska unutrašnjost (napose Panonska zavala). Tako je, npr., u Osijeku najveća naoblaka u zimskim mjesecima (maksimum je u studenome), a



Sl. 456. Geografska raspodjela srednje dnevne naoblake; prosjek za prosinac 1961.–1980. god. (D. Poje i dr., 1984.)

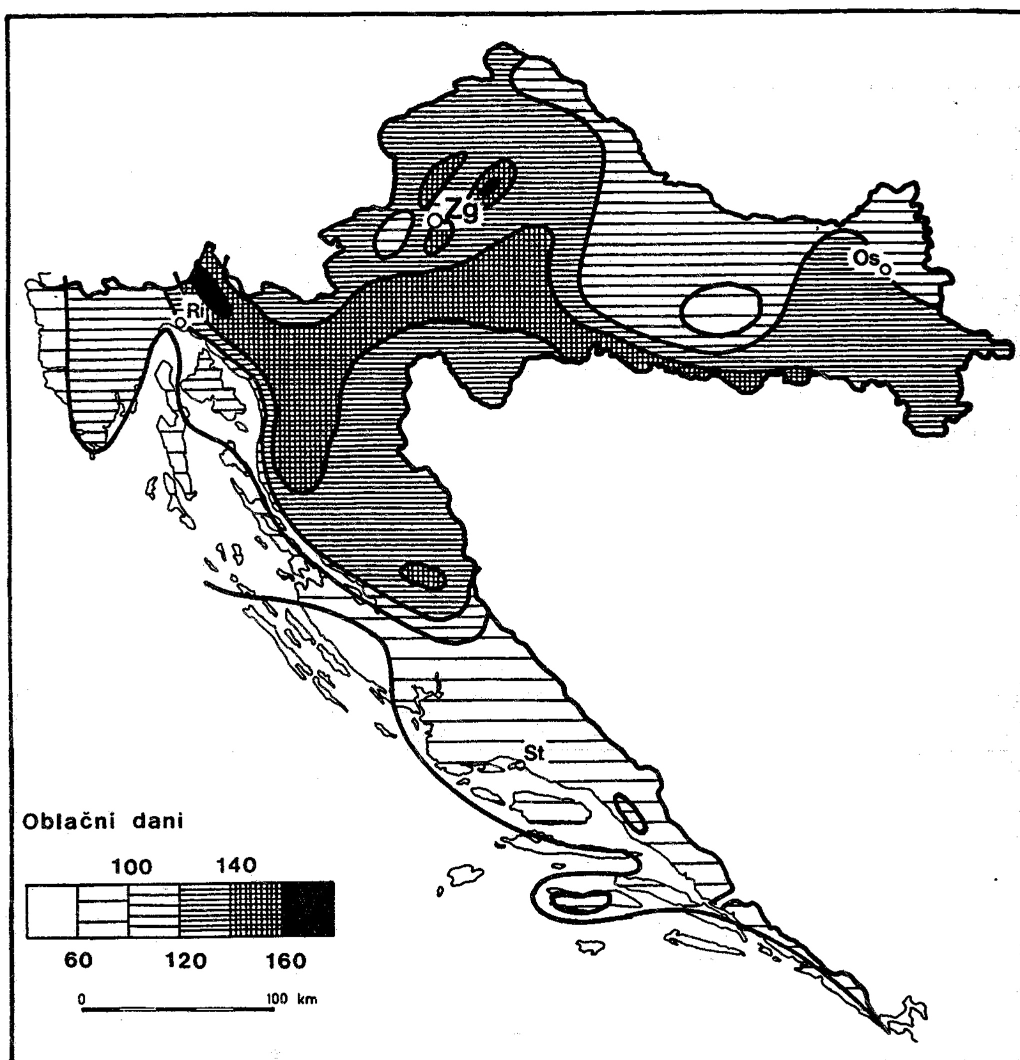


Sl. 457. Srednji godišnji broj vedrih dana (N < 2); srednjaci iz razdoblja 1961.–1980. god. (D. Poje i dr., 1984.)

najviše padalina ima u ljetnim mjesecima (maksimum je u lipnju), kad je naoblaka najmanja (minimum je u kolovozu). Neupućeni čovjek neće primijetiti tu razliku kod statičkog tipa, a uzrok je tome činjenica što su ljetne kiše relativno kratkotrajne, ali intenzivnije, i nisu posljedica dugotrajne naoblake. Iz svega toga može se izvesti i raspodjela naoblake u našem primorju. U godišnjem hodu naoblake nema razlike; cijelo to područje ima dinamički tip godišnjega hoda naoblake, samo što je on izrazitiji, tipičniji što se više ide prema južnom Jadranu.

4.4.4. PADALINE

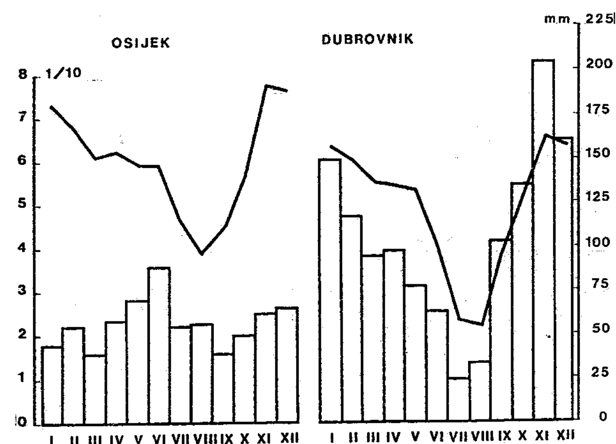
4.4.4.1. GEOGRAFSKA RASPODJELA PADALINA. Veći dio Hrvatske ima dovoljno padalina, a njihov je godišnji hod većinom povoljan, iako postoje znatne razlike između najsušeg i najkišovitijeg mjeseca u nekim dijelovima zemlje. Geografska raspodjela padalina odraz je djelovanja čitavoga kompleksa uzroka. Da bismo objasnili geografsku raspodjelu padalina u našoj zemlji, najprije



Sl. 458. Srednji godišnji broj oblačnih dana (N > 8); srednjaci iz razdoblja 1961.–1980. god. (D. Poje i dr., 1984.)

se trebamo prisjetiti općih cirkulacijskih uvjeta i utjecaja sekundarne cirkulacije. Raspodjela padalina prije svega ovisi o čestini prolaza ciklona i anticiklona, jer se naša zemlja nalazi pod izmjeničnim utjecajem (toplih) anticiklona iz suptropskog pojasa visoka tlaka, ciklona s polarne i arktičke fronte i brzopokretnih anticiklona između njih, hladnih anticiklona iz unutrašnjosti Europe. Sljedeći proces koji utječe na geografsku raspodjelu padalina u nas jest razvoj konvekcije. Iako se taj proces ne može oštro odvojiti od postanka padalina u ciklonama, najčešće se posebno ističe činjenica da znatan dio padalina nastaje termičkom konvekcijom, ali ne samo u kontinentskoj unutrašnjosti (Panonska zavala), nego je ona i te kako važna i na Jadranu, osobito u hladnom dijelu godine.

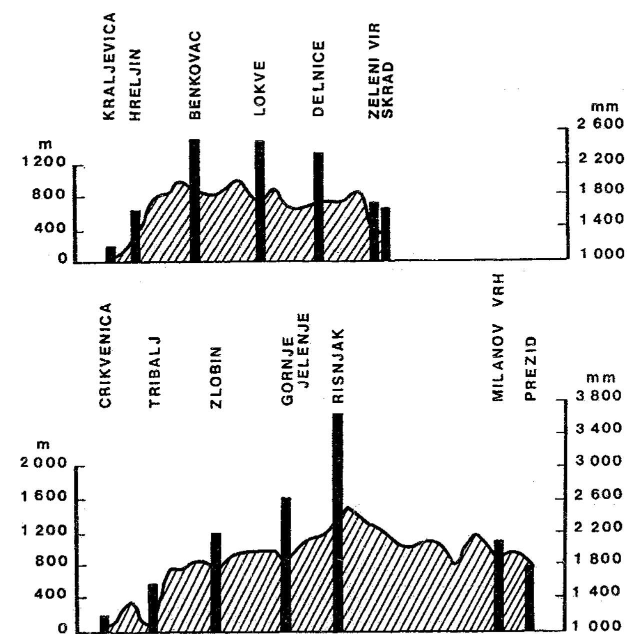
Iako je *reljef* samo modifikator, u našoj je zemlji on izuzetno važan za raspodjelu padalina. Zračne mase bogate vlagom dolaze u našu zemlju iz zapadnoga i južnoga kvadranta, pa je dinarski niz planina efikasna barijera na kojoj se kondenzira znatan dio vlage što je donose kišonosni vjetrovi. Zato se svaka planina u našoj zemlji po količini padalina ističe kao »otok« iznad nižih susjednih krajeva s manjom količinom padalina. Da bismo pokazali kako sve reljef utječe na raspodjelu padalina, donosimo jedan upravo klasičan primjer iz naše zemlje; prikazat ćemo utjecaj reljefa na raspodjelu padalina u Gorskom kotaru i u zaleđu Riječkog zaljeva (sl. 460.). Treba istaknuti da je osim samog reljefa vrlo važna izloženost kišonosnom vjetru. Vertikalni gradijent padalina mijenja se u tijeku godine na istom profilu, odnosno različit je na raznim profilima (a konstantan je samo u određenim visinskim pojasima). Zato na svakoj planini postoje barem dva vertikalna gradijenta padalina, na privjetrini i u zavjetrini. Na padinama zaklonjenima od južnog strujanja on iznosi 156 mm/100 m, na izloženim privjetrinama 184 mm/100 m, a na vrlo eksponiranim privjetrinama 221 mm/100 m. Najviše



Sl. 459. Odnos između godišnjeg hoda padalina i naoblake u Osijeku i Dubrovniku

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	49,6	46,7	54,1	62,6	78,5	96,2	77,6	81,7	64,7	54,9	84,9	61,1	812,5
Crikvenica	93,3	85,0	88,4	96,8	96,8	94,6	58,0	86,5	153,0	131,0	150,1	109,1	1 242,5
Donji Miholjac	53,8	43,2	49,7	58,1	64,1	82,3	71,5	71,6	49,3	44,1	63,3	58,2	709,2
Drniš	91,5	84,1	90,5	86,3	77,8	92,7	44,0	65,1	93,7	102,3	119,6	112,8	1 060,4
Đurđevac	51,1	48,6	55,9	64,3	76,2	88,5	80,9	77,5	62,6	58,5	86,1	64,0	814,0
Gospić	107,0	107,8	104,3	107,6	107,4	91,6	66,3	101,1	118,1	136,4	179,1	142,1	1 368,8
Gračac	209,2	196,7	178,0	157,4	129,5	111,9	68,4	98,9	135,4	190,2	265,7	257,1	1 998,6
Hvar	79,5	64,4	71,3	52,9	41,3	38,7	24,8	42,3	59,4	81,1	83,9	90,8	730,4
Karlovac	69,2	65,7	84,5	88,7	93,7	99,2	94,9	103,5	97,4	92,7	119,7	85,1	1 094,2
Knin	87,3	81,2	84,6	87,1	89,3	88,3	46,0	73,6	98,5	108,2	122,2	107,8	1 074,0
Koprivnica	52,5	50,1	54,4	68,6	77,6	92,0	87,9	86,0	73,3	66,1	86,7	69,1	864,4
Lastovo	84,5	74,0	70,7	50,5	33,4	40,8	16,3	32,3	54,7	74,6	77,5	81,2	690,6
Ličko Lešće	91,7	96,5	93,1	95,8	88,6	78,7	65,3	85,2	94,6	103,1	144,7	113,8	1 151,2
Lokve-Brana	216,2	190,6	198,8	202,2	171,4	167,0	120,6	158,7	197,1	237,4	306,5	267,2	2 433,6
Lovinac	150,7	146,5	140,2	122,4	122,0	105,2	70,7	97,3	126,6	158,4	225,0	189,6	1 654,5
Novi Dvori	57,3	52,2	69,9	77,3	92,3	117,3	92,7	103,2	101,4	81,2	97,0	66,0	1 007,7
Ogulin	105,8	109,8	122,3	137,6	124,7	129,3	118,8	135,5	138,6	139,0	174,5	141,3	1 577,2
Osijek	46,9	40,2	44,8	53,8	58,5	88,0	64,8	58,5	44,8	41,3	57,3	51,6	650,4
Parg	131,9	126,7	135,8	148,1	141,1	160,7	121,3	141,9	169,5	196,3	220,2	155,8	1 849,3
Rijeka	136,5	118,7	123,6	117,6	106,7	116,2	80,9	113,4	166,2	167,3	174,9	139,6	1 561,4
Rovinj	70,2	60,9	63,0	68,7	60,3	61,9	47,7	77,5	87,1	91,1	100,8	76,3	865,7
Senj	84,9	83,8	88,6	99,0	100,7	89,2	68,1	106,9	118,6	129,4	171,9	112,9	1 254,1
Sinj	108,5	100,4	102,3	96,8	78,8	90,6	57,1	79,1	83,3	116,4	153,6	139,2	1 206,0
Sisak	51,9	49,5	58,2	73,3	81,7	90,9	77,2	85,2	76,1	64,4	90,4	68,0	866,8
Skrad	110,6	117,0	127,3	157,4	139,7	139,9	126,8	149,0	152,2	158,0	197,2	146,0	1 721,3
Slunj	82,8	81,4	94,5	115,6	109,9	115,2	101,8	109,3	108,3	107,6	126,7	101,0	1 254,3
Split-Marjan	82,8	68,5	75,3	65,5	56,6	50,8	28,3	50,2	60,6	78,7	108,4	99,6	825,3
Šibenik	76,8	67,5	68,4	62,1	50,1	53,6	29,6	52,3	70,2	89,7	106,5	81,3	808,1
Varaždin	45,0	45,4	54,7	70,2	84,0	98,1	91,8	98,3	81,4	69,4	82,9	57,9	879,2
Zagreb-Grič	52,9	46,6	58,1	64,7	82,9	100,9	87,4	91,4	81,2	69,5	84,8	62,4	882,8
Zagreb-Maksimir	46,4	42,0	55,8	63,6	78,7	100,1	83,4	94,6	79,3	69,2	81,2	58,0	852,2
Zavižan	143,1	149,8	154,7	177,5	157,4	144,2	95,5	139,9	153,9	179,8	221,8	181,1	1 898,8

Tab. 13. Mjesečne i godišnje količine padalina, 1961.–1990. (DHMZ RH)



Sl. 460. Srednje godišnje količine padalina duž profila Kraljevica--Skrad i Crikvenica-Prezid 1947.–1956. god. (B. Penzar, 1959.)

kiše u prikazanu prostoru donose mediteranske ciklone s putanja Vb, Vc i Vd. Tada na Jadranu puše jugo, a u Gorskom kotaru vjetrovi iz južnoga kvadranta, ovisno o lokaciji ciklone i orografije, koja može prilično modificirati smjer strujanja u prizemnim slojevima. Na profilu Kraljevica-Skrad (sl. 460, gore) koji se pruža u smjeru SW-NE, vidi se neposredan utjecaj reljefa na godišnju količinu padalina; u svim postajama na navjetrini količina se padalina povećava, a u zavjetrini se postupno smanjuje. Crikvenica--Prezid tipičan je primjer utjecaja reljefa na raspodjelu padalina jer se posve podudara (SSE-NNW) s glavnim kišonosnim vjetrom kada se ciklona nalazi nad Jadranskim morem. Padaline se povećavaju na cijeloj privjetrini sve do Risnjaka, gdje počinje zavjetrina, pa se količina padalina smanjuje, što se vidi po visini stupaca u Prezidu i Milanovu Vrhu. Iako se to na promatranim profilima ne vidi, valja upozoriti na činjenicu da reljef ne pridonosi uvijek lokalnom i regionalnom povećanju padalina. Treba isticati i drugu stranu tog procesa, tj. da se količina padalina znatno smanjuje u većim konkavnim oblicima reljefa.

Ako se zanemare lokalni utjecaji, može se utvrditi sasvim određena pravilnost u *geografskoj raspodjeli padalina* (sl. 461.). Malo padalina ima na jadranskoj pučini (Palagruža, 1931.–-1960., samo 268 mm), a više ih je već na vanjskim otocima (Lastovo, 657 mm) i s približavanjem obali (Hvar, 722 mm).

Da je reljef izuzetno važan modifikator, vidi se i u prostornoj diferencijaciji raspodjele padalina i u samom primorju. Tako je količina padalina relativno malena u širokom pojasu niske, zapadne i južne Istre (Poreč, 869 mm), a naglo se povećava u njezinoj visokoj unutrašnjosti i na obali podno Učke (Opatija, 1 729 mm). Isto tako relativno malo kiše ima u Ravnim kotarima i uz obalu (Zadar, 915 mm, Knin, 1 048 mm), pa se izohijeta od 1 000 mm udaljuje od obale. Utjecaj reljefa očituje se i oko donjeg toka Neretve, gdje ima manje padalina nego u okolnim višim krajevima.

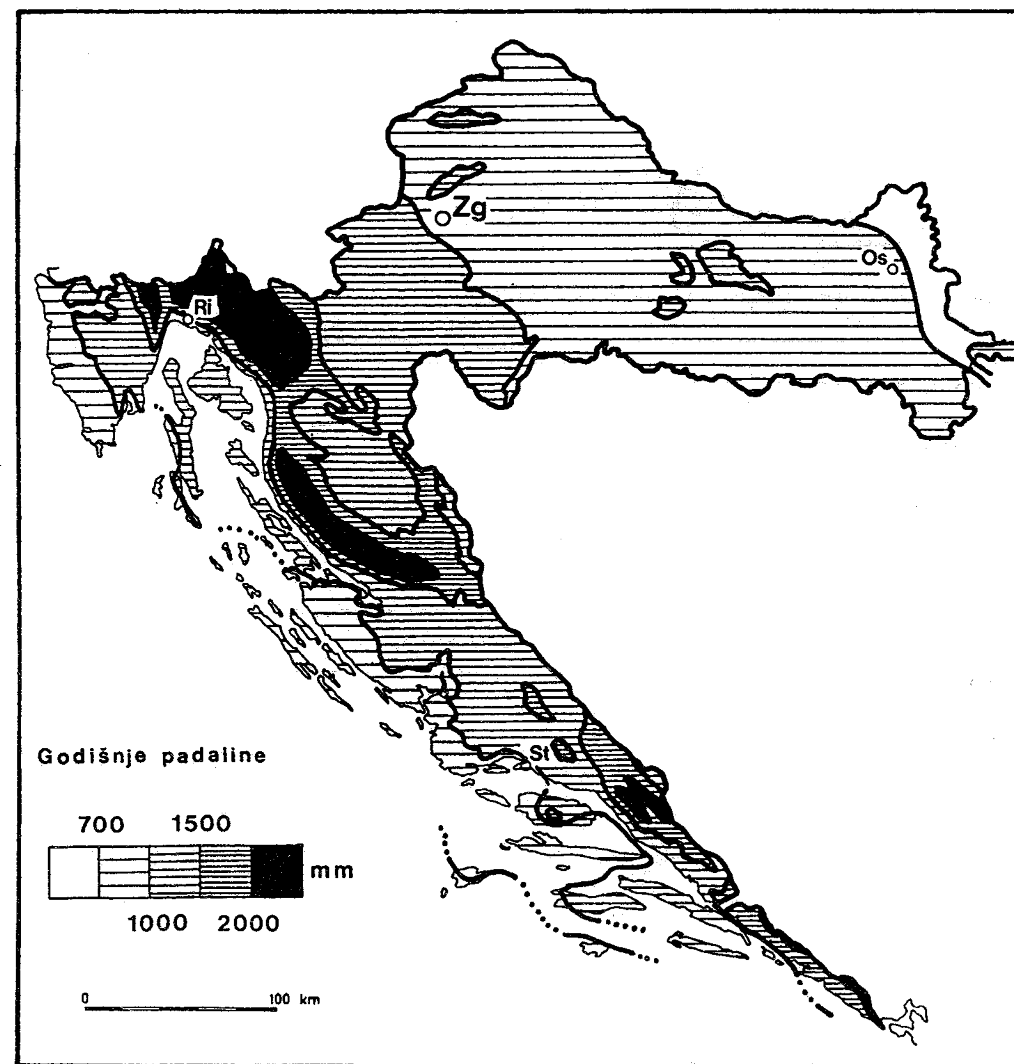
Zatim slijedi druga padalinska zona, naš planinski pojas; tu je potpuno izražen orografski efekt (J. Riđanović, 1961.). Zato se količina padalina naglo povećava od otoka preko obale do planina u unutrašnjosti ili uz obalu (Mali Lošinj, 890, Rab, 1 075, Zavižan, 1 829). U toj planinskoj zoni s mnogo padalina, također zbog različite visine reljefa, postoji izrazita prostorna diferencijacija. Najviše padalina imaju najviši dijelovi (osobito ako su blizu mora). To se ponajprije odnosi na planine Gorskoga kotara i na Velebit. Najveća srednja godišnja količina padalina u Hrvatskoj izmjerena je u Lividragi kod Snježnika (S. Bertović, 1994.), 3 904 mm (1960.-1980.). Suprotno tome, manje padalina ima u većim konkavnim oblicima reljefa kao što su najniži dijelovi Like (Lički Osik, 1 132 mm).

Treće bi područje bio peripanonski rub i Panonska zavala. U tom dijelu naše zemlje treba upozoriti da se količina padalina prilično pravilno smanjuje od zapada prema istoku (Karlovac, 1 116, Lipovljani, 885, Đakovo, 826, Vukovar, 646).

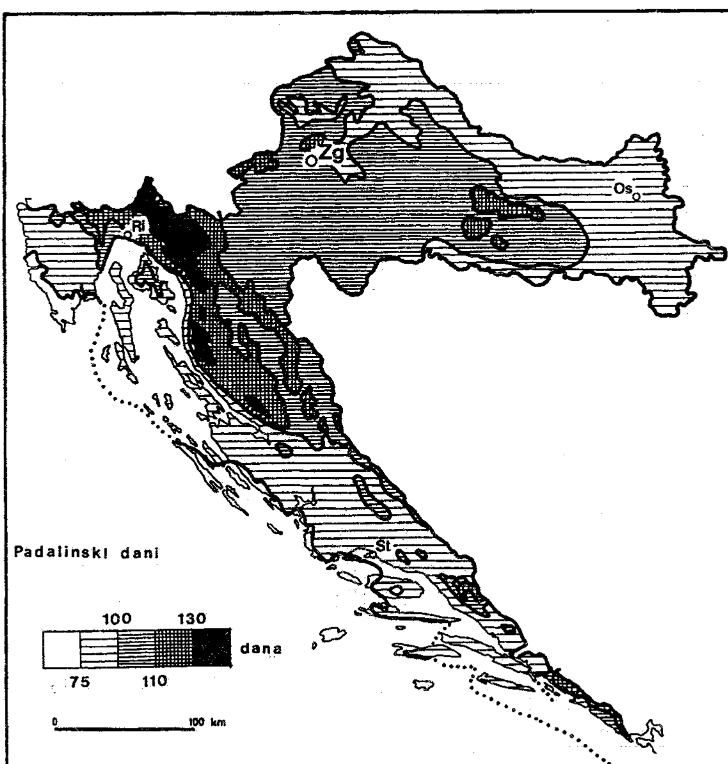
4.4.4.2. **BROJ PADALINSKIH DANA.** Velika klimatska važnost padalina ne proizlazi samo iz njihovih godišnjih količina; za biljni pokrov, agrarnu proizvodnju i hidroenergetski potencijal rijeka mnogo je povoljnije ako su padaline raspoređene u više dana i mjeseci nego da padnu u relativno kratkom razdoblju (u tom smislu najmanje koriste prolomi oblaka). Zato je važno poznavati godišnji hod broja padalinskih dana, a isto tako i geografsku raspodjelu broja padalinskih dana. Budući da u našoj zemlji nema bitne razlike u načinu postanka padalina u njezinim pojedinim dijelovima, godišnji hod broja padalinskih dana u biti se podudara s godišnjim hodom padalina. To znači da najviše padalinskih dana ima u mjesecima s najviše padalina i, obratno, broj će se padalinskih dana smanjivati u mjesecima s manjom količinom padalina.

Za nas će biti korisnije upoznati geografsku raspodjelu broja padalinskih dana (sl. 462.). Zbog već poznatih razloga postoji velika geografska diferencijacija u raspodjeli broja padalinskih dana. Najmanje padalinskih dana ima na pučini Jadranskog mora (Palagruža, 43 dana) na našim vanjskim otocima (Lastovo, 74 dana), tako da izolinija od 75 padalinskih dana prelazi na kopno samo u niskoj Dalmaciji između Splita i Zadra te u obalnom pojasu južne i dijela zapadne Istre.

Sjeveroistočno i sjeverno od toga područja nalazi se široka planinska zona s velikim brojem padalinskih dana, a zahvaća i zapadni peripanonski rub. U toj zoni godišnje ima 100 i više padalinskih dana. U tom planinskom dijelu s velikim brojem padalinskih dana (Senj, 99 padalinskih dana, Gospić, 113



Sl. 461. Raspodjela srednjih godišnjih padalina u Hrvatskoj; prosjek 1931.–1960. god. (Atlas klime SFRJ, Beograd, s. a.)



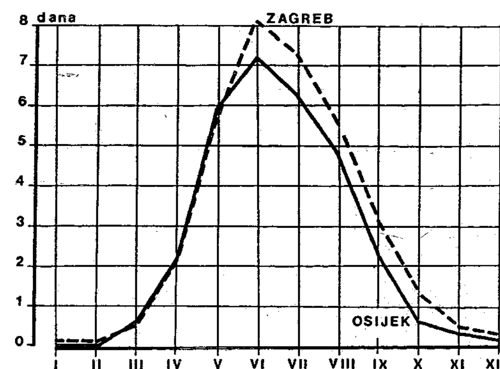
Sl. 462. Srednji godišnji broj padalinskih dana (≥ 1 mm); prosjek 1931.–1960. god. (Atlas klime SFRJ, Beograd, s. a.)

dana, Ogulin, 128 dana, Delnice, 134 dana) postoje područja gdje se broj padalinskih dana smanjuje; to se događa samo u reljefno nižim krajevima.

Od te središnje planinske zone broj padalinskih dana smanjuje se prema sjeveru (Zagreb, 102 dana, Varaždin, 97 dana). U tom niskom panonskom dijelu naše zemlje broj padalinskih dana smanjuje se i od zapada prema istoku (Zagreb, 102 dana, Vinkovci, 94 dana).

Kao i kod padalina, tako se i u broju padalinskih dana očituje utjecaj reljefa, tj. oba se ta klimatska elementa povećavaju pod njegovim utjecajem. Zato postaje u planinama imaju više padalinskih dana nego susjedna polja (Zavižan, 142 padalinska dana, Gospić, 113 dana), kotline ili široke riječne doline. Ta razlika postoji i u panonskom prostoru.

4.4.4.3. **GODIŠNJI HOD PADALINA.** Godišnji je hod padalina vrlo važan u životnoj praksi, a bitno dopunjuje poznavanje padalina do kojeg se dolazi samo navođenjem njihove godišnje količine. Godišnji hod padalina ovisi o čestini pojave i o trajanju zadržavanja ciklona i anticiklona te o orografskom učinku. O putanjama ciklona u Hrvatskoj i čestini njihova prolaza već smo govorili, pa ćemo poznavanje godišnjega hoda padalina nadopuniti nešto detaljnijim razmatranjem pojave grmljavinskih nepogoda. U kontinentskim se postajama u umjerenim geografskim širinama povećava udio padalina u toplom dijelu godine, a nad morskim prostranstvima i u obalnom i gorskom pojasu pretežu padaline u hladnom dijelu godine. Određena pravilnost postoji i u dnevnom hodu padalina. U kontinentskim postajama postoji izraziti maksimum u poslijepodnevnim satima, a u postajama pod utjecajem mora postoji izraziti noćni maksimum. Godišnji hod padalina osobito je izrazit onda kada se posebno promatraju grmljavinske nepogode i grmljavina (broj dana s grmljavinom nije isto što i broj dana s grmljavinskim nepogodama; može biti grmljavine, a da ne bude nepogode). Kako to izgleda u kontinentskom dijelu naše zemlje, prikazano je na sl. 463. Odmah se primjećuje da nema bitne razlike između Zagreba i Osijeka. U oba je grada maksimalni broj dana s grmljavinom u lipnju, odnosno najveći broj dana s grmljavinom koncentriran je u najtoplijem dijelu godine, tj. od travnja do rujna. Grmljavina usred zime vrlo je rijetka. Sudeći samo po podacima iz tih dviju postaja, mogli bismo zaključiti da je srednji godišnji broj dana s grmljavi-

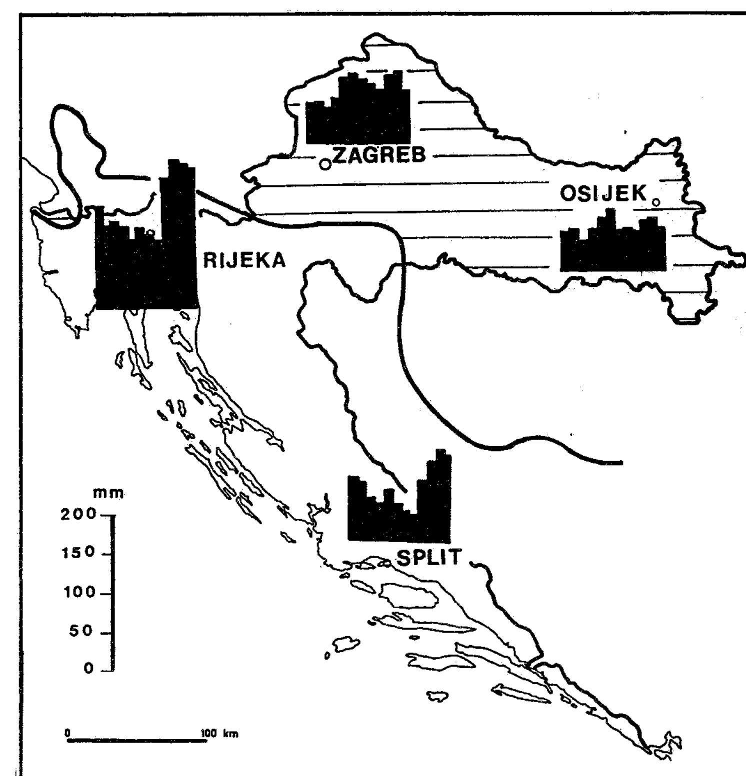


Sl. 463. Godišnji hod grmljavine u Zagrebu i Osijeku 1901.–1954. god. (P. Malovčak, 1955.)

nom najveći na zapadu, a opada prema istoku. Tako je u spomenutu razdoblju u Zagrebu prosječno godišnje bilo 35 dana s grmljavinom, a u Osijeku 30 dana. Nema sumnje da stanovitu važnost ima reljef (Medvednica i druge planine na zapadu), pod čijim se utjecajem povećava broj dana s grmljavinom (B. Kirigin, 1963., navodi da je u razdoblju 1946.-1959. god u Zagreb-Griču bilo 35,6 dana s grmljavinom, a na Sljemenu 38,3 dana).

Grmljavinske nepogode se u jesen, a i zimi, najčešće pojavljuju na moru i u susjednom obalnom pojasu, a u proljeće i ljeti pretežu u unutrašnjosti Hrvatske, zbog razvoja termičke konvekcije. Osim toga, zbog prolaza ciklona u proljeće se na primorskim planinama povećava broj grmljavinskih nepogoda. Ljeti se obalni pojas nalazi pod utjecajem supsidencije i ohlađivanja odozdo od hladnijeg mora (danju!), pa su grmljavinske nepogode u primorju rjeđe. Ako ih ima, onda se najčešće pojavljuju noću. U jesen se situacija bitno mijenja. Konvekcija na kopnu naglo slabi, a jadransko područje često preplavi zrak s juga (jugo), koji je bogat vodenom parom i termički labilan, pa je dovoljna i manja reljefna barijera za postanak orografskih nepogoda. Tome treba dodati i česte prolaze fronta na kojima često nastaju frontalne nepogode. Najmanje grmljavinskih nepogoda ima zimi. Ako ih ima, onda se pojavljuju na pučini Jadranskog mora i uza samu obalu.

Sada možemo objasniti raspodjelu *godišnjih hodova padalina* u našoj zemlji (sl. 464.). U Hrvatskoj



Sl. 464. Godišnji hodovi padalina u nekim postajama i granica između maritimnog (ili sredozemnog) i kontinentskog režima padalina, 1931.–1960. god. (T. Šegota, 1986. b)

postoje dva pluviometrijska režima ili, bolje rečeno, dva tipa godišnjega hoda padalina; a) maritimni, mediteranski ili sredozemni (južno od debele crte na sl. 464.) i b) kontinentski ili srednjoeuropski režim (sjeverno od spomenute debele krivulje). Za kontinentski je dio značajno da većina padalina pada u toplom dijelu godine (IV.–IX. mjesec), a za krajeve s maritimnim režimom značajno je da većina padalina pada u hladnoj polovici godine (X.–III. mjesec). Granica između tih dvaju tipova godišnjega hoda padalina je tzv. crta kontinentalnosti; ona povezuje točke u kojima je izjednačena količina padalina u hladnoj i toploj polovici godine; nalazi se u unutrašnjosti, na južnom rubu Panonske zavale, a samo na krajnjem sjeverozapadu, u sjevernoj Istri, izbija na Jadransko more. Da se omogući usporedba mjesta s različitom apsolutnom količinom padalina u toploj (i hladnoj) polovici godine, prosječne padaline iz ljetne polovice godine (P_{lj}) svake postaje N, izražene su u postotku srednje godišnje sume padalina (P_{god}) pomoću jednostavnog izraza

$$N = \frac{P_{lj}}{P_{god}} 100\,\%.$$

Crta kontinentalnosti ima vrijednost od 50%. Ona se u Hrvatskoj pruža između Karlovca (46,6%) i Jaske (52%), tj. dosta se približava Zagrebu. Udio padalina u toplom dijelu godine u Sisku iznosi 51,6%, a u susjednoj Glini 49,7%, pa crta kontinentalnosti prolazi između njih, te dalje blizu Sunje (49,8%) dolazi sve do Save. Tu naglo skreće na jug.

Kad se kaže da je karakteristika sredozemnoga godišnjega hoda padalina koncentracija padalina u hladnoj polovici godine, time nismo precizirali u kojem je mjesecu maksimum; on je u Puli u studenome, u Rijeci u listopadu, u Splitu u studenome, u Dubrovniku također u studenome. Pojačanje ciklonske aktivnosti očituje se u pojavi sekundarnog maksimuma u proljeće. Ljeto je suho (osobito na južnom Jadranu i na otocima), pa najmanje kiše ima u najtoplijemu mjesecu, odnosno u srpnju ili kolovozu. Količina se padalina u najsušemu mjesecu smanjuje od sjeverozapada prema jugoistoku. Značajno je da se od sjeverozapada prema jugoistoku povećava razlika između količine padalina u hladnom i toplom dijelu godine, odnosno povećava se razlika između najkišovitijeg i najsušeg mjeseca. Isto se tako udio padalina iz hladne polovice godine povećava od sjeverozapada prema jugoistoku.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	God.
Bjelovar	15,1	10,0	3,6	0,1	·	·	·	·	·	·	2,7	9,1	40,6
Crikvenica	0,3	0,1	·	·	·	·	·	·	·	·	·	0,1	0,5
Donji Miholjac	15,2	9,8	4,0	0,0	·	·	·	·	·	·	1,9	8,2	39,3
Drniš	1,3	0,8	0,4	·	·	·	·	·	·	·	0,2	1,0	3,8
Đurđevac	15,6	9,6	3,6	0,2	·	·	·	·	·	·	2,4	8,4	39,7
Gospić	18,4	14,9	11,0	2,0	0,1	·	·	·	·	0,3	6,2	16,0	68,8
Gračac	15,9	11,3	6,9	1,5	·	·	·	·	·	0,1	4,4	11,4	51,6
Hvar	0,0	0,1	0,0	·	·	·	·	·	·	·	·	·	0,1
Karlovac	18,6	10,9	4,5	0,2	0,0	·	·	·	·	·	3,4	12,2	50,5
Knin	2,2	1,3	0,4	·	·	·	·	·	·	·	0,2	1,4	5,1
Koprivnica	17,8	10,7	4,3	0,2	·	·	·	·	·	·	2,7	9,7	45,5
Lastovo	0,3	0,1	0,1	·	·	·	·	·	·	·	·	0,1	0,6
Ličko Lešće	15,8	13,9	8,3	1,0	·	·	·	·	·	0,1	4,8	13,5	57,4
Lokve-Brana	23,0	19,5	19,8	6,9	0,6	·	·	·	0,1	0,5	8,4	18,8	97,6
Lovinac	17,9	13,0	8,2	2,1	0,1	·	·	·	·	0,1	5,5	13,6	61,6
Ogulin	19,8	16,2	10,2	1,6	0,1	·	·	·	·	0,2	6,1	16,7	70,7
Osijek	13,5	9,3	3,4	·	·	·	·	·	·	·	1,7	7,3	35,2
Palagruža	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
Parg	24,0	21,5	19,2	7,0	0,6	·	·	·	0,1	0,6	9,2	21,5	103,6
Rijeka	1,4	0,4	0,2	·	·	·	·	·	·	·	0,0	0,2	2,3
Rovinj	0,6	0,3	0,0	·	·	·	·	·	·	·	·	0,1	0,9
Sinj	2,9	1,3	0,7	·	·	·	·	·	·	·	0,2	1,5	6,6
Sisak	16,4	10,1	3,7	0,2	·	·	·	·	·	·	2,7	10,2	44,6
Skrad	21,6	19,2	15,9	4,2	0,3	·	·	·	0,0	0,4	7,9	18,3	87,9
Slunj	18,1	13,9	8,3	1,0	0,1	·	·	·	·	0,1	4,8	14,2	59,5
Split-Marjan	0,2	0,1	0,2	·	·	·	·	·	·	·	·	0,3	0,8
Šibenik	1,5	0,4	0,2	·	·	·	·	·	·	·	0,0	1,0	3,0
Varaždin	17,6	10,8	4,8	0,3	·	·	·	·	·	0,0	3,5	11,6	48,6
Zagreb-Grič	14,3	8,8	3,1	0,1	·	·	·	·	·	·	2,2	8,2	36,8
Zagreb-Maksimir	13,4	8,1	2,8	0,1	·	·	·	·	·	·	2,6	8,2	35,2
Zavižan	29,1	27,2	29,9	27,8	11,6	1,1	0,0	·	0,4	4,2	14,9	28,0	174,3

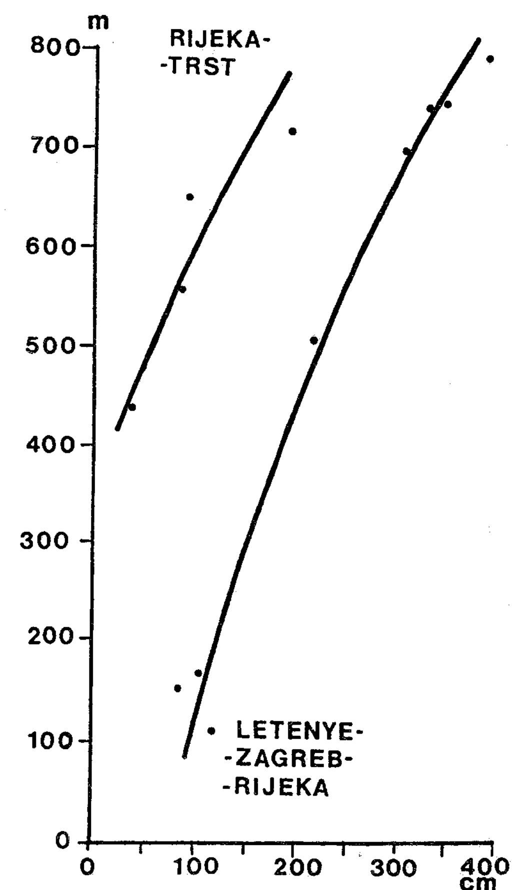
Tab. 14. Višegodišnji pregled broja dana sa snijegom ≥ 1 cm, 1961.–1990. (DHMZ RH)

Potpuno je suprotan godišnji hod padalina u unutrašnjosti naše zemlje gdje su padaline koncentrirane u toplom dijelu godine, s tim da maksimum nije u svim postajama u istome mjesecu (u Zagrebu je u studenome, u Osijeku u lipnju), ali u svim postajama postoji dvostruki maksimum koji je odvojen smanjenom količinom padalina u zimskim i ljetnim mjesecima.

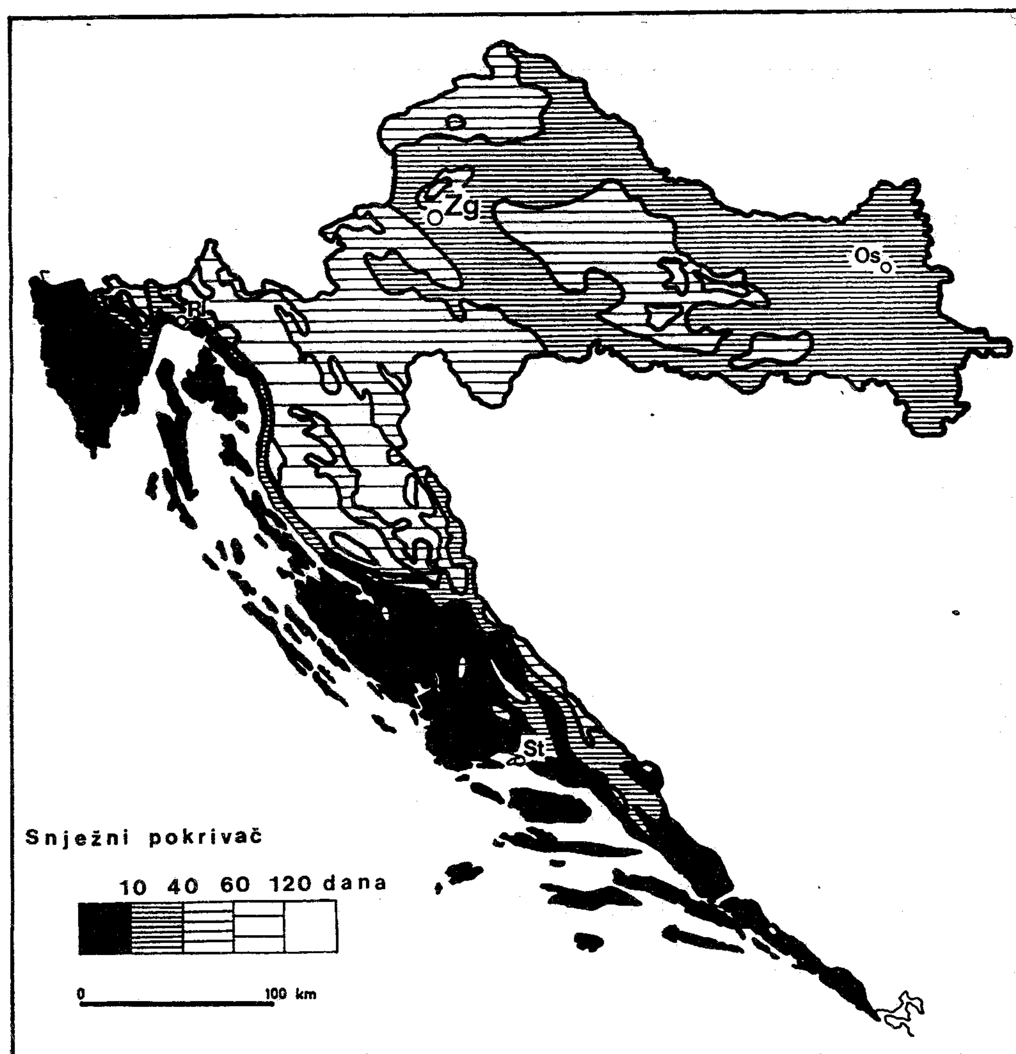
Granica spomenutih godišnjih hodova padalina nipošto nije oštra; to je zapravo više ili manje širok pojas u kojemu karakteristike jednoga prelaze u karakteristike drugog režima godišnjega hoda padalina. Otuda proizlaze stanovite razlike između postaja bližih granici režima i postaja koje su dalje od nje, a one se prije svega sastoje u tome da režimi nisu tipični u toj graničnoj zoni, odnosno njihove se karakteristike sve više diferenciraju udaljavanjem od nje. Glavni minimum u svim postajama nalazi se u veljači ili ožujku. To je posljedica utjecaja suhih zračnih masa iz unutrašnjosti kontinenta, ali i njihova dodatnog ohlađivanja u stabilnim uvjetima. Usprkos općem povećanju padalina u toplom dijelu godine, sredinu ljeta karakterizira relativno manja količina kiše nego u jesen i u proljeće, pa je u jednome od ljetnih mjeseci sekundarni minimum padalina.

Ucrtana granica režima godišnjega hoda padalina prikazuje prosječno stanje; u svakoj pojedinoj godini ona se pomiče na sjever ili jug, ili se u jednom dijelu pomiče na sjever, a u drugome na jug, ili obratno. Histogrami su u biti slični, barem u nekim dijelovima, a to je najbolji znak da procesi koji utječu na godišnji hod padalina ne prestaju na označenoj granici. Tako, npr., proljetne i jesenske kiše na Sredozemlju i na Jadranu prodiru i u unutrašnjost, ali se njihova važnost smanjuje s udaljavanjem od Mediterana. Isto se tako utjecaj mediteranske ljetne suše osjeća i daleko na sjeveru iza planinskog pojasa, a ljetne kiše iz kontinentske unutrašnjosti prodiru i na jug, ali je njihova relativna vlažnost sve manja s udaljavanjem od granice koja prikazuje razmeđe između obaju režima godišnjega hoda padalina. Nije potrebno posebno isticati činjenicu da u pojedinim godinama položaj maksimalne i minimalne mjesečne količine padalina nije stabilan, tj. mijenja se, »skače« u susjedni mjesec, ili pak maksimum može biti u sekundarnome, a ne u glavnome maksimumu itd.

4.4.4.4. **SNIJEG U HRVATSKOJ.** Znamo: snijeg je redovita zimska padalina u najvećem dijelu Hrvatske. Za upoznavanje toga klimatskog elementa najpotrebnije je znati (srednji) broj dana s padanjem snijega i (srednje) trajanje snježnog pokrivača. Broj dana s padanjem snijega (sl. 204.) jest broj dana u kojima je zabilježeno da je palo ≥ 0,1 mm snijega (vodeni ekvivalent). Taj se broj može odrediti poznavanjem raspodjele zimske temperature. Broj dana s padanjem snijega najmanji je na otocima (manji od 5), a nešto je veći na samoj obali.



Sl. 465. Porast srednje visine novog snijega (cm) s nadmorskom visinom (m). Razdoblje zima 1956./1957.–1970./1971. god. (B. Kirigin, 1975.)



Sl. 466. Srednje trajanje snježnog pokrivača (≥ 1 cm) u Hrvatskoj; prosjek 1931.–1960. god. (Atlas klime SFRJ, Beograd, s. a)

Budući da je reljef vrlo živ, postoje znatne regionalne razlike. Vjerojatnije je da će snijeg pasti na obali nego na otocima, a isto je tako broj dana s padanjem snijega veći na sjevernom nego na srednjem i osobito na južnom Jadranu, a što je u skladu s porastom zimske temperature od sjeverozapada prema jugoistoku. Jadransko more potiskuje izolinije prema sjeveru, a kopno u unutrašnjosti potiskuje ih prema jugu. Od obale prema planinskoj unutrašnjosti broj se dana s padanjem snijega naglo povećava. U središtu planinskog sistema reljef je uvjetovao pojavu »otoka« koji je zatvoren izolinijom od 30 dana s padanjem snijega. Utjecaj visokog reljefa gubi se prema sjeveru, pa u peripanonskom rubu i u Panonskoj zavali ima manje dana s padanjem snijega nego u Gorskoj Hrvatskoj. Tako u primorju ima prosječno godišnje 1 – 10 dana s padanjem snijega, a u unutrašnjosti Hrvatske 22 – 70 dana.

Budući da su to praktički važne veličine, razmotrit ćemo još jedan detalj. S povišenjem reljefa ne povećava se samo broj dana s padanjem snijega, nego raste i udio snijega u godišnjoj količini padalina. Temperatura u prosjeku pada, a količina padalina raste s povećanjem nadmorske visine. Zato je

važno što nadmorska visina utječe i na odnos tekućih i krutih padalina.

Na sl. 465. prikazano je povećanje srednje visine novog snijega (cm) u ovisnosti o nadmorskoj visini (m) na dva profila u Hrvatskoj. (Točke prikazuju pojedine mjerne postaje na označenim profilima, a krivulje su izračunate.) Iz oblika krivulja vidi se da se iznad 450 m nadmorske visine zimi može očekivati nešto više od 200 cm novog snijega, a iznad 700 m nadmorske visine može se očekivati nešto više od 300 cm. Za određivanje visine novog snijega na tlu radi što normalnijega toka cestovnog prometa važno je poznavati srednji, maksimalni i minimalni broj dana s novim snijegom. O tim veličinama ovisi brzina toka zimskoga cestovnog prometa, eventualno isključivanje iz prometa šlepera, duljina kočenja, tj. opća sigurnost cestovnog prometa. U realnim klimatskim uvjetima utjecaj snijega uvijek se kombinira s utjecajem magle, nagaženog snijega, odnosno poledice, pa je u zimskom prometu važno znati broj dana sa suhom cestom. Osim općih klimatskih uvjeta vrlo su važni i lokalni reljefni i klimatski uvjeti (usjeci, šuma, ekspozicija).

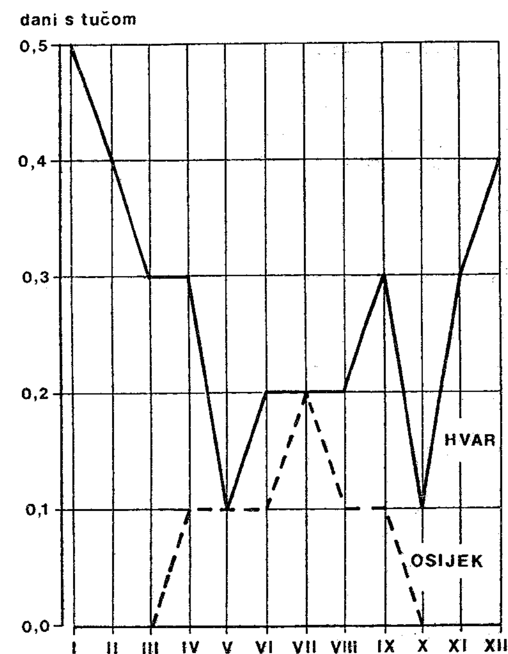
Vrlo je važno i (srednje) trajanje snježnog pokrivača visine ≥ 1 cm (sl. 466.). Trajanje snježnog pokrivača jest broj dana s kontinuiranim snježnim pokrivačem, kad je tlo prekriveno snijegom. Analizom sl. 466. može se zaključiti da je raspodjela temperature, odnosno reljef, glavni faktor koji određuje trajanje snježnog pokrivača. Donekle su važni i drugi klimatski elementi, kao što su insolacija te količina i vrsta padalina. Zato nije jednako trajanje snježnog pokrivača na istoj visini u raznim postajama. Snježni pokrivač najmanje traje, do 10 dana, u primorju, gdje zahvaća uži ili širi pojas. Taj se pojas suzuje ondje gdje se planine približuju obali (Učka, Velebit, Biokovo), a širi se ondje gdje je obala niska (Istra, Ravni kotari). U Panonskoj zavali povećava se trajanje snježnog pokrivača na 10 – 40 dana. Još je veći broj dana s trajanjem snježnog pokrivača na planinama u savskodravskom međurječju. U planinskom pojasu, u Gorskoj Hrvatskoj, snježni pokrivač traje 40 – 120 dana.

Opće bi pravilo bilo da se trajanje snježnog pokrivača naglo povećava od obale prema unutrašnjosti, a opet se smanjuje prema Panonskoj zavali. U tom najnižem dijelu naše zemlje, usprkos mjestimičnim odstupanjima, trajanje se snježnog pokrivača povećava od zapada prema istoku.

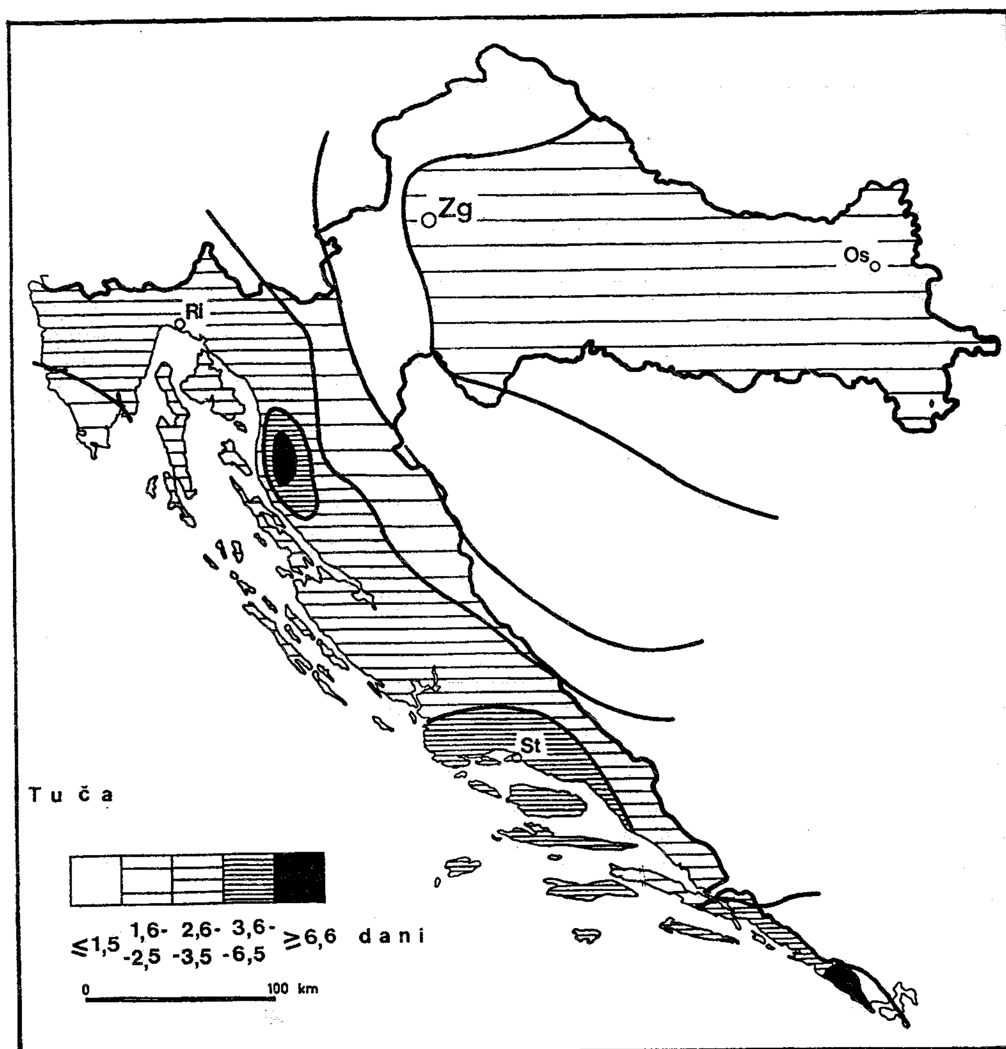
4.4.4.5. TUČA U HRVATSKOJ.

Prisjetimo se! U bilanci atmosferske vode tuča čini zanemarivo malenu stavku. Međutim, po svom mehaničkom djelovanju tuča povremeno i mjestimično može imati vrlo velike negativne posljedice. Tuča nastaje u kumulonimbusima, dakle za njezin je postanak potrebno burno izdizanje zraka, a to se može dogoditi samo u labilnoj atmosferi. Naglo izdizanje zraka nastaje: a) prisilnim izdizanjem toplog i vlažnog zraka na hladnoj fronti zbog potkopavanja teškog i hladnog zraka; tu bi se ubrajao i pasivni utjecaj visokog reljefa preko kojega struji labilni zrak, pa tako nastaju kumulonimbusi iznad planina. Na drugoj će padini dominirati silazno strujanje, pa će to prouzročiti raspadanje konvekcijske struje u zavjetrini zbog fenskog efekta; b) nad podlogom koja je toplija od zraka iznad nje. Takva je vertikalna raspodjela temperature nad kopnom u najtoplijem dijelu dana; nad morem najčešće noću onda kad je more ostalo toplije od zraka iznad njega, a danju onda kad nad more prodre neobičajeno hladna zračna masa, tako da i danju zrak ostane hladniji od toplije morske površine. U realnim klimatskim uvjetima vrlo se često kombiniraju spomenuti uzroci, a o trenutnim meteorološkim i geografskim uvjetima ovisi koji će faktor prevagnuti.

Na sl. 467. prikazan je *godišnji hod broja dana s tučom*. Odmah se vidi da na Hvaru ima više dana s tučom nego u Osijeku. Na Hvaru se tuča pojavljuje pretežno u hladnoj polovici godine, a u Osijeku je tuča padalina isključivo tople polovice godine. (Kad



Sl. 467. Godišnji hod broja dana s tučom u Osijeku i Hvaru (1961.–1990.)



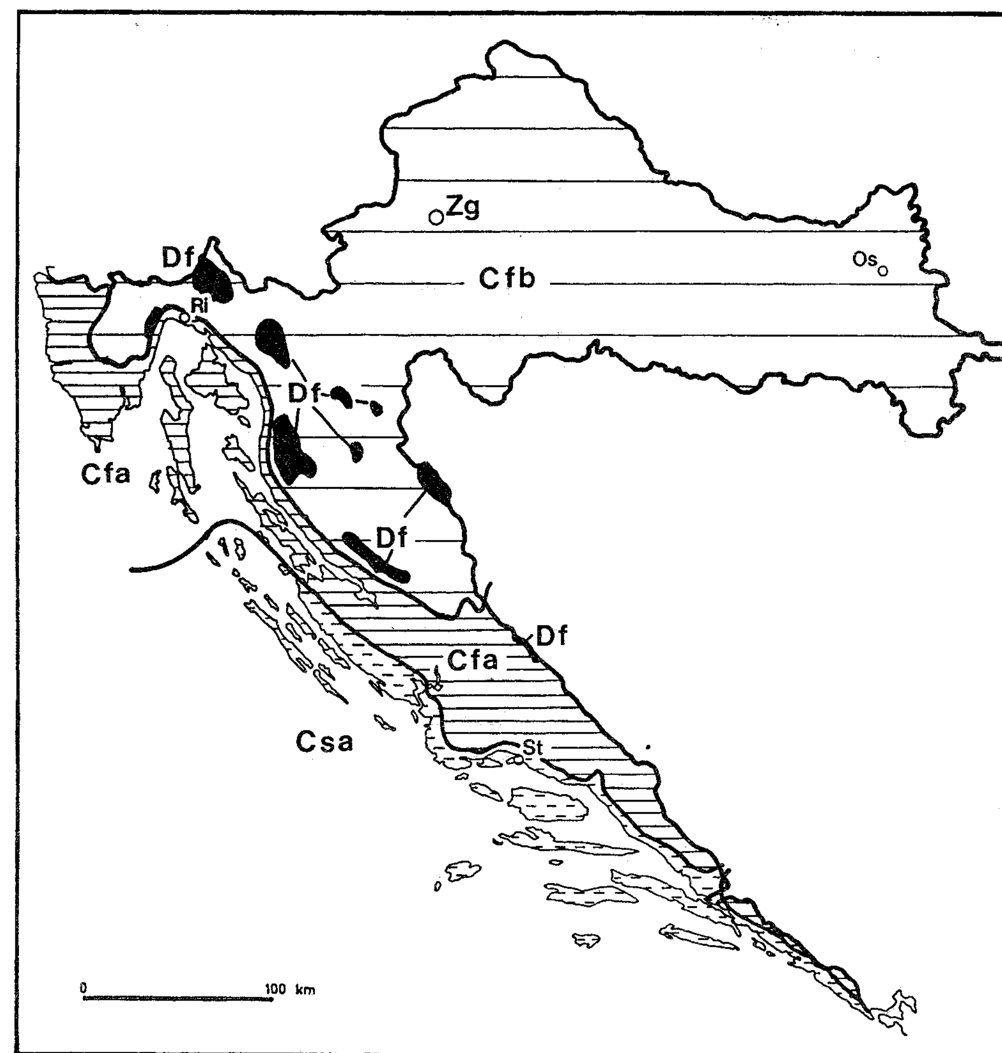
Sl. 468. Geografska raspodjela broja dana s tučom u Hrvatskoj 1951.–1970. god. (D. Furlan, 1986.)

bi nizovi bili iz mnogo dužih razdoblja, očito je da bi se »zupci« izgladili, pa bi grafovi imali pravilnije oblike.)

Kakva je geografska *raspodjela broja dana s tučom* u cijeloj Hrvatskoj prikazano je na sl. 468. Uzroke takve raspodjele smo već upoznali. Generalizirajući ih to znači: najviše dana s tučom imade na otocima i u reljefno najvišem dijelu našeg primorja, što upućuje na zaključak da je u tom dijelu Hrvatske bitna labilizacija zraka iznad relativno toplije morske površine. Zatim slijedi pojas s mnogo manjim brojem dana s tučom u našem planinskom pojasu, što je posljedica pasivnog utjecaja visokog reljefa na izdizanje zraka i stvaranje orografske naoblake. Zato se broj dana s tučom povećava na Velebitu. Zatim slijedi pojas s malo dana s tučom, koji se u biti podudara s peripanonskim pojasom. Dalje na istoku, u istočnoj Hrvatskoj, povećava se broj (ljetnih) dana s tučom, što upućuje na važnost termičke konvekcije, ali i istodobnoga prisilnog izdizanja zraka na hladnim frontama ciklona koje se gibaju sjeverno od Hrvatske. Te hladne fronte povremeno prodru i na sjeverni Jadran gdje ostanu relativno hladne usprkos fenskom efektu pri spuštanju zraka niz Dinaride na Jadran. Zato je u Rovinju, Pazinu, Opatiji i Rijeci najveći broj dana s tučom u srpnju.

4.5. KLIMATSKA REGIONALIZACIJA HRVATSKE

Jedan od ciljeva klimatološkog istraživanja jest klimatska regionalizacija. Klimatska regionalizacija je težak posao, napose u zemljama s razvijenim visokim reljefom, a tako je i u Hrvatskoj. Druga teškoća proizlazi iz činjenice da nemamo dovoljno, dugotrajnih, neprekinutih pouzdanih meteoroloških motrenja s cijelog područja naše zemlje. Najveći dio meteoroloških postaja nalazi se u gradovima i u riječnim dolinama, a mnogo ih je manje u planinama (ili su koncentrirane na manjem području, npr. u Gorskom kotaru). Treća teškoća proizlazi iz činjenice da postoji mnogo (više desetaka) klimatskih podjela, največim dijelom samo opisnih i bez karata, na kojima bi bile ucrtane granice. Osim toga, u geografiji se znatno proširila i posebna vrsta klimatske karakterizacije koja je osnovana na geografskim regijama, pa se klima neke regije često naziva po toj kompleksnoj geografskoj regiji, što na današnjem stupnju razvoja geografije više ne odgovara potrebama. Tako se, na primjer, često upotrebljava naziv



Sl. 469. Klimatska regionalizacija Hrvatske prema W. Köppenu (B. Makjanić i dr., 1979.)

»jadranska klima«, iako se već odavno naziralo da jadranski dio Hrvatske nema samo jedan tip klime.

U svijetu je danas prevagnuo prvi princip: osnova je određeni klimatski tip ili podtip s točno određenim klimatskim karakteristikama, a onda se na geografsku kartu ucrtaju granice rasprostiranja dotične klime. Naime, to proizlazi iz činjenice da geografska regija ne mora (iako može) biti identična s klimatskom regijom.

U ovom je udžbeniku primijenjena Köppenova regionalizacija koju je učinila grupa autora, a načinjena je u sklopu jednog projekta po narudžbi Geografskog odjela Prirodoslovno-matematičkog fakulteta Sveučilišta u Zagrebu (B. Makjanić i suradnici, 1979.). Ta je regionalizacija u ovom udžbeniku simplificirana toliko da daje opći prikaz klimatske regionalizacije isključivo za eventualne potrebe nastave u školi. U protivnom bi bila nepregledna za nestručnjaka, napose u mjerilu kakvo udžbenik dopušta. Zato je originalna podjela svedena samo na 4 klimatska tipa i podtipa.

Izuzevši samo najviša planinska područja, Hrvatska ima umjereno toplu kišnu klimu koja je u Köppenovoj klasifikaciji označena kao razred *C*. Iz razreda *C* klima, u Hrvatskoj su zastupljene umjereno tople vlažne klime (Cf) s ravnomjernom raspodjelom padalina u tijeku godine i sredozemna klima (Cs) s koncentracijom padalina u hladnom dijelu godine. One su dalje podijeljene na osnovi srednje temperature srpnja, bez obzira na režim padalina. Tako su dobiveni podtipovi ili varijante *Cfa, Cfb i Csa*.

Poznata je činjenica da Köppenova klasifikacija ima jedan nedostatak: svi njegovi tipovi i varijante klima – kad se detaljno prikažu svim simbolima – nemaju lako prihvatljive nazive, odnosno, neke nemaju nikakve nazive. (Na primjer, Zagreb ima klimu Cfwbx"; dakako, nikako se ne smije reći da je to »zagrebačka klima«. Dakle, Zagreb ima: »Umjereno toplu kišnu klimu bez suhog razdoblja. Ljeto je toplo. Mjesec s najmanje padalina nalazi se u hladnoj polovici godine. Dva su približno jednaka kišovita razdoblja; jedno je u ranom ljetu, a drugo u kasnoj jeseni.«) To je djelomično posljedica činjenice da je Köppen svoju klasifikaciju nastojao prilagoditi svim mogućim dimenzijama, od planetarnih do regionalnih, odnosno čak i mikroregionalnih. To je razlog što često nije lako pronaći opći zadovoljavajući naziv.

Na sl. 469. klime Hrvatske reducirane su na sljedeće razrede, tipove i podtipove (varijante):

1. Klimatski razred *C*, »umjereno tople kišne klime«.

1.1. Prvi tip klime u tom razredu su klime *Cs*, sredozemne ili mediteranske klime (jednostavnosti radi možda na toj razini nije gruba pogreška ako se upotrijebi singular: sredozemna ili mediteranska klima). Te klime imaju krajevi uz obalu Jadranskog mora južno od Lošinja i zapadno od Paga. Ovom prigodom treba posebno upozoriti na činjenicu da – prema Köppenu – Kvarnersko primorje s otocima i Istra nemaju sredozemnu klimu!

Od sredozemnih klima na našoj obali nalazimo podtip.

1.1.1. Klima *Csa*, sredozemna klima sa suhim vrućim ljetom (ili klima masline). Kako se Jadransko more ljeti sporije zagrijava od kopna na istoj geografskoj širini, vruće ljeto u toj klimi treba pripisati znatnom dnevnom zagrijavanju reljefno niskog kraja! Već sama činjenica što je reljef nizak (uz to je dobrim dijelom ogolio, a tlo je najčešće propusno i suho), uzrok je visokih dnevnih temperatura u vedrim ljetnim danima. Zato je srednja temperatura srpnja ≥ 22 °C. Sve to vrijedi i za zimske mjesece. Dovoljno je da je kraj nizak ili da je kotlina, pa to zajedno s povremenom advekcijom zraka s topla mora i čestim sunčanim vremenom uzrokuje visoke temperature. Srednja siječanjska temperatura npr. u Zadru iznosi 5,8 °C (razdoblje 1931.–1960.). Zato je tu snijeg rijedak i kratkotrajan »gost«.

Drugi tip u klimatskom razredu *C* čine:

1.2. Klime *Cf*, »umjereno tople vlažne klime«. Te klime (ili klimu) ima najveći dio Hrvatske. Padaline su ravnomjerno raspoređene cijele godine, pa nema suhog razdoblja prema Köppenovu kriteriju. Srednja temperatura srpnja kriterij je za daljnju diferencijaciju.

1.2.1. Klima *Cfa*, »umjereno topla vlažna klima s vrućim ljetom«. (Srednja temperatura srpnja ≥ 22 °C). Tu klimu ima veći dio Istre i Kvarnerskog primorja s otocima Krkom, Rabom, Cresom, Lošinjem i Pagom. Preko sjeverne Dalmacije, klima *Cfa* zalazi u široko zaleđe srednje Dalmacije.

1.2.2. Klima *Cfb*, »umjereno topla vlažna klima s toplim ljetom« (klima bukve) ljeti je nešto hladnija varijanta prethodne klime. (Srednja se temperatura srpnja kreće od 20 – 22 °C, a srednja temperatura siječnja iznosi od 0 do –3 °C. Tu klimu ima reljefno viši dio Istre, Gorska Hrvatska te panonska i peripanonska Hrvatska.

2. Razred klima *D*, ili klime *D*, »borealne ili snježno-šumske klime« imaju više tipova, ali su svi spojeni u jedan razred, klime *D*. (Malih »otoka« s tom klimom ima u najvišim dijelovima planina, ali ih nije moguće sve prikazati na karti u ovom mjerilu.) Zime su hladne (srednja siječanjska temperatura niža je od –3 °C) i snjegovite. Ljeta su svježa i kratkotrajna. (Srednje srpanjske temperature najčešće se kreću između 15 i 20 °C.) Ima mnogo padalina; velik je udio snijega.

LITERATURA

Abramov, R. V., 1966: *Mnogoletnie i sezonnye izmenenija geografičeskogo položenija islandskogo minimuma atmosfernogo davlenija.* Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 98., 317.

Ahlmann, H. W: son, 1948: *The Present Climatic Fluctuation.* Geographical Journal CXII, 1.-3, 165.

Alissow, B. P., O. A. Drosdow, E. S. Rubinstein, 1956: *Lehrbuch der Klimatologie*, Berlin.

Alt, E., 1932: *Klimakunde von Mittel - und Südeuropa.* Handbuch der Klimatologie B. III., T. M. Berlin.

Ångström, A., 1925: *The albedo of various surfaces of ground.* Geografiska Annaler 7., 323.

Anić, V., 1994: *Rječnik hrvatskoga jezika.* 2. izd. Zagreb.

Armstrong, R. L., W. Hamilton, G. Denton, 1968: *Glaciation in Taylor Valley, Antarctica, older than 2,7 milion years.* Science 159, 187.

Arrhenius, G., 1952: *Sediment cores from the East Pacific.* Report of the Swedish Deep-sea Expedition 1947.-1948., V. 1., Göteborg.

Aseev, A. A., 1966: *Opyt rekonstrukcii drevnih evropejskih lednikovyh ščitov.* Doklady AN SSSR, Serija geografičeskaja 6, 14.

Aseev, A. A., 1969: *Osnovnye osobennosti klimata Valdajskogo pokrova v period ego maksimaljnogo rasprostranenija.* Izvestija AN SSSR, Serija geografičeskaja 1, 17.

Ashbel, D., 1949: *Frequency and Distribution of Dew in Palestine.* Geographical Review 39, 291.

Atkinson, B. W., 1969: *A Further Examination of the Urban Maximum of Thunder Rainfall in London, 1951.-60.* Institute of British Geographers, Transactions No. 48, 97.

Band, G., 1951: *Die Bora der Adria.* Geofisica pura e applicata 19, 3.-4., 3.

Barrett, E. C., 1970: *Rethinking climatology.* An introduction to the uses of weather satellites photographic data in climatological studies. Progress in Geography 2, 154.

Barry, R. G., R. J. Chorley, 1976: *Atmosphere, weather and climate.* London.

Baumgartner, A., 1957: *Temperatur und Niederschlagsverteilung im Bergwald.* La Météorologie IV, 251.

Bebber, W. J. van, 1894: *Häufigkeit und Tiefe der barometrischen Minima sowie Bahnen der Maxima und stationäre Maxima in dem Zeitraum von Winter 1883./84. bis Ende Herbst 1887.* Ann. Hydr. Mar. Met. 22, 208.

Berényi, D., 1967: *Mikroklimatologie.* Mikroklima der bodennahen Atmosphäre. Budapest.

Bergeron, T., 1928: *Über die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse.* Geofys. Publ. 5, No. 6.

Bertović, S., 1994: *Podneblje i ostale prirodne osobitosti u okolišu meteorologijske postaje Lividraga (Gorski Kotar).* Agronomski glasnik 56, 41.

Biel, E., 1929: *Die Veränderlichkeit des Jahressumme des Niederschlags auf der Erde.* Geogr. Jahresberichte aus Österreich 14-15, 151.

Birot, P., J. Dresch, 1953: *La Méditerranée et le Moyen-Orient I.* Paris.

Blüthgen, J., 1966: *Allgemeine Klimageographie.* II. izd. Berlin.

Böhm, H., 1966: *Die geländeklimatische Bedeutung der Bergschattens und der Exposition für das Gefüge der Natur - und Kulturlandschaft.* Erdkunde 20, 81.

Borchert, J., 1950: *The Climate of the Central North American Grassland.* Annals of the Association of American Geographers 40, 1.

Borzenkova, I. I., 1980: *Kolebanija uvlažnenija Sahary i sosednih s neju oblastej za poslednie 20 tysjač let.* Izvestija AN SSSR. Ser. geografičeskaja 3, 36.

Budyko, M. I., T. G. Berljand, L. I. Zubenok, 1954: *Teplovoj balans poverhnosti Zemli.* Izvestija AN SSSR. Serija geografičeskaja 3, 17.

Butzer, K., 1957: *The recent climatic fluctuation in the lower latitudes and the general circulation of the Pleistocene.* Geografiska Annaler 39, 105.

Byers, H. R., 1954: *The Atmosphere Up to 30 Kilometer, u zborniku: The Earth as a Planet, izd. G. P. Kuiper.* Chicago.

Byers, H. R., 1974: *General Meteorology*, IV. izd., New York.

Chandler, T. J., 1962: *Temperature and humidity traverses across London.* Weather 17, 235.

Chandler, T. J., 1965: *The Climate of London.* London.

Chandler, T. J., 1970: *Urban climatology - inventory and prospect.* WMO Technical Note 108, 1. Geneva.

Chang, J.-H., 1967: *The Indian Summer Monsoon.* Geographical Review 72, 373.

Chang, J.-H., 1971: *The Chinese Monsoon.* Geographical Review 61, 370.

Changnon, Jr. S. A., 1970: *Recent studies of urban effects on precipitation in the United States.* WMO Technical Note No. 108, 325. Geneva.

Chin, P. C., 1958: *Tropical cyclones in the western Pacific and China Sea area from 1884. to 1953.* Roy. Obs. Hong Kong, Techn. Mem. 7.

Clark, J. G. D., 1952: *Prehistoric Europe.* The Economic Basis. London.

Conrad, V., 1936: *Die klimatischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen.* Handbuch der Klimatologie, B. I, T. B. Berlin.

Conrad, V., L. W. Pollak, 1950: *Methods in Climatology.* Cambridge.

Critchfield, H. J., 1966: *General Climatology*, II. izd. New York.

Curry, R. R., 1966: *Glaciation about 3,000.000 Years Ago in the Sierra Nevada.* Science 154., 770.

Čačić, I., B. Lipovšćak, 1982: *Mezoanaliza radarskih mjerenja 29. 6. 1982. nad područjem sjeverozapadne Hrvatske*, RHMZ, Rasprave 17, 51.

Čadež, M., 1954: *Über einige Einflüsse orographischer Hindernisse auf die Luftbewegung.* Archiv für Meteorologie, Geophysik u. Bioklimatologie, S. A. B. 6, 403.

Čadež, M., 1960: *Thermodynamische Antizyklogenese.* Geofisica pura e applicata 47, 172.

Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, 1970: *Gronlands Klima - for, nuog 50ae frem.* Tidsskr. Gronland.

Davis, D. H., 1957: *The Earth and Man.* New York.

Davitaja, F. F., 1965: *O vozmožnom vlijanii zapylennosti atmosfery na umenjšenie lednikov i poteplenie klimata.* Izvestija AN SSSR. Serija geografičeskaja 2., 3.

Davitaja, F. F., 1971: *Zagrjaznenie zemnoj atmosfery i izmenenie ee gazovogo sostava.* Izvestija AN SSSR. Serija geografičeskaja 4, 5.

Defant, A., 1961: *Physical Oceanography.* London-New York.

Defant, F., 1949: *Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde.* Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie 1, S. A, 421.

Defant, F., 1951: *Local winds u: Compendium of Meteorology*, izd. T. F. Malone, 655.

Dietrich, G., K. Kalle, 1957: *Allgemeine Meereskunde.* Berlin.

Dinsdale, F. E., 1968: *Fog frequencies at inland stations.* The Meteorological Magazine 97, 314.

Dirmhirn, I., 1953: *Einiges uber die Reflexion des Sonnen- und Himmels-strahlung an verschiedenen Oberflachen (Albedo).* Weter und Leben 5, H. 1.-2, 86.

Donn, W. L., 1951: *Meteorology with marine applications.* II. izd., New York.

Donn, W. L., 1975: *Meteorology.* IV. izd., New York.

Dzerdzeevskij, B. L., 1962: *Obščaja cirkuljacija atmosfery kak neobhodimoe zveno v cepi: solnce-kolebanija klimata.* Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 94, 295.

Eaton, G. S., 1919: *High relative temperature of pavement surfaces.* Monthly Weather Review 47, 801.

Eimern, J., 1964: *Untersuchungen über das Klima in Pflanzenbeständen als Grundlage einer agrarmeteorologischen Beratung, insbesondere für den Pflanzenschutz.* Berichte des Deutschen Wetterdienstes 96. Offenbach.

Emberger, L., 1932: *Sur une formule climatique et ses applications en botanique.* La Météorologie 423.

Emiliani, C., 1954: *Temperatures of Pacific Bottom Waters and Polar Superficial Waters During the Tertiary.* Science 119, 853.

Emiliani, C., 1970: *Pleistocene Paleotemperatures.* Science 168, 822.

Epstein, S., R. P. Sharp, A. T. Gow, 1970: *Antarctic Ice Sheet: Stable Isotope Analysis of Byrd Station Cores and Interhemispheric Implications.* Science 168, 1570.

Exner, F. M., 1917: *Dynamische Meteorologie.* Leipzig und Berlin.

Filipčić, A., 1991: *Raspodjela tlaka zraka duž meridijana 100° E i 180°.* Geofizika 8, 61.

Filipčić, A., 1993: *Reducirane temperature zraka u Hrvatskoj.* Acta Geogr. Croat. 28, 149.

Filipčić, A., 1994: *Anomalija temperature zraka u Hrvatskoj.* Acta Geographica Croatica 29, 45.

Findlater, J., 1967: *A note on analysis of anticyclones.* The Meteorological Magazine 96, 69.

Findlater, J., 1969: *Interhemispheric transport of air in the lower troposphere over the Western Indian Ocean.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 95, 400.

Flach, E., 1966: *Klimatologische Untersuchung über die geographische Verteilung der Globalstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung.* Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, S. B. Bd. 14, 161.

Flint, R. F., 1971: *Glacial and Quaternary Geology.* New York.

Fliri, F., 1964: *Zur Witterungsklimatologie sommerlicher Schneefälle in den Alpen.* Wetter und Leben 16, 1.

Flohn, H., 1951: *Passat Zirkulation und äquatorial Westwindzone.* Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, S. B. 3, 3.

Flohn, H., 1955: *Tropical circulation patterns.* WMO Technical Note No. 9. Geneva.

Flohn, H., 1956: *Der indische Sommermonsun als Glied der planetarischen Zirkulation der Atmosphäre.* Berichte des Deutschen Wetterdienstes 22, 134.

Flohn, H., 1960: *Zur Didaktik der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre.* Geographische Rundschau 12, 129. i 189.

Flohn, H., 1963: *Klimaschwankungen und grossräumigen Klimabeeinflussung.* Köln/Opladen.

Flohn, H., 1964: *Intertropical Convergence Zone and Meteorological Equator.* WMO Technical Note 64, 21. Geneva.

Flohn, H., 1965: *Klimaprobleme am Roten Meer.* Erdkunde 19, 179.

Flohn, H., 1969: *Local Wind Systems.* World Survey of Climatology 2, 139. Amsterdam-London-New York.

Flohn, H., K. Fraedrich, 1966: *Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Victoria-See (Ostafrika).* Meteorologische Rundschau 19, 157.

Fugaš, M., 1981: *Kvaliteta zraka u Zagrebu i problemi na koje ona nailazi.* Savjetovanje: Ljudski okoliš u Zagrebu, 147, Zagreb.

Furlan, D., 1986: *Okvirna podoba o toči in sodri v Jugoslaviji.* Geografski vestnik 58, 3.

Garbell, M. A., 1947: *Tropical and Equatorial Meteorology.* New York.

Garnett, A., 1967: *Some climatological problems in urban geography with reference to air pollution.* Trans. Inst. Brit. Geographers 52, 21.

Garnier, B. J., 1967: *Weather conditions in Nigeria.* McGill Univ., Dept. of Geography, Climatological Res. Ser. 2.

Gburčik, P., N. Đorđević, 1963: *Karakteristike jednog jugozapadnog strujanja.* 75. godišnjica Opservatorije u Beogradu, 115.

Geiger, R., 1961: *Zidna klimatska karta po W. Köppenu smanjena i u crno-bijeloj tehnici u knjizi J. Blüthgena Allgemeine Klimageographie.*
Geiger, R., W. Pohl, 1954: *Eine neue Wandkarte der Klimagebiete der Erde.* Erdkunde 8, 58.
Gentili, J., 1948: *Present-day volcanicity and climatic change.* Geological Magazine 85.
Georgii, H. W., 1970: *The effect of air pollution on urban climates.* WMO, Technical Note No. 108, 214. Geneva.
Gilić, A., 1948: *Bilješke o vremenu u XVII. stoljeću.* Hidrometeorološki glasnik 1, 128.
Gnirs, A., 1908: *Beobachtungen über den Fortschritt einer sekulären Niveauschwankung des Meeres während der letzten zwei Jahrtausende.* Mitt. der k. u. k. Geogr. Gesellschaft in Wien 51, 1.
Goodell, H. G., N. O. Watkins, T. T. Mather, S. Koster, 1968: *The Antarctic glacial history recorded in sediments of the Southern Ocean.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 5, 41.
Gorczyński, W., 1918: *Nouvelles isothermes de la Pologne, de l'Europe et du globe terrestre.* Warszawa.
Gorczyński, W., 1920: *Sur le calcul du degré du continentalisme et son application dans la climatologie.* Geografiska Annaler 2, 324.
Gornitz, V., S. Lebedeff, J. Hansen, 1982: *Global Sea Level Trend in the Past Century.* Science 215, 1611.
Gračanin, M., 1950: *Mjesečni kišni faktori i njihovo značenje u pedološkim istraživanjima.* Poljoprivredna znanstvena smotra 12, 51.
Griffiths, J. F., K. H. Soliman, 1972: *The Northern Desert (Sahara).* World Survey of Climatology 10, 75.
Gutenberg, B., 1941: *Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the Earth's interior.* Bulletin of the Geological Society of America 52, 721.
Hafemann, D., 1961: *Art und Ausmass der Meeresspiegelanstieg in den letzten zweieinhalb Jahrtausenden.* Berichte zur Deutschen Landeskunde 27, 229.
Hansen, J., S. Lebedeff, 1987: *Global Trends of Measured Surface Air Temperature.* Journal of Geophysical Research 92. No. D11. 13, 345.
Hays, J. D., N. D. Opdyke, 1967: *Antarctic Radiolaria, Magnetic Reversals and Climatic Changes.* Science 158, 1 001.
Herman, Y., 1970: *Arctic Paleo-Oceanography in Late Cenozoic Time.* Science 169, 474.
Heyer, E., 1963: *Witterung und Klima.* Leipzig.
Higbee, E., 1958: *American Agriculture.* New York.
Hodžić, M. 1988: *Ciklone, hladne fronte i drugi težinski valovi na Jadranu.* Pomorski zbornik 26 (1), 613.
Homèn, T., 1897: *Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und der Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde.* Leipzig.
Hrabak-Tumpa, G., 1974: *Prostorno-vremenska razdioba zagađenosti zraka u centru Zagreba.* Ovisnost zagađenosti zraka u Zagrebu o meteorološkim faktorima. RHMZ, Rasprave i prikazi 11, 23. Zagreb.
Hrabak-Tumpa, G., 1992: *Havarija dalekovoda u širem području Senja 18. travnja 1991. - Uzroci i posljedice.* Izvanredne meteorološke i hidrološke prilike 1991. u Republici Hrvatskoj, 1992, 71.
Hrabak-Tumpa, G., V. Šojat, 1986: *Analiza pojava i štetnih komponenata u oborinama s posebnim osvrtom na kisele kiše i njihove štetne posljedice i prijedlogom mjera.* RHMZ, Zagreb.
Hrgian, A. H., 1969: *Fizika atmosfery.* Leningrad.
Hromov, S. P., 1957: *K voprosu o kontinentaljnosti klimata.* Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 89, 221.
Hromov, S. P., L. I. Mamontova, 1955: *Meteorologičeskij slovar'.* Leningrad.
Hsu, C., 1965: *The Mai-yü of the Middle and Lower Yangtze Valley in the Past 80 Years.* Acta Meteorologica Sinica 35, 507.
Hufty, A., 1970: *Les vents et la pollution de l'air dans la region Liègeoise.* WMO, Technical Note No. 108, 289. Geneva.
Ilijanić, Lj., 1970: *Expositionsbedingte ökologische Unterschiede in der Pflanzendecke der Sonn- und Schattenhänge am Lim-Kanal (Istrien).* Vegetatio XXI. 1.

Išerskaja, E. V., V. V. Ušakova, 1957: *Brizy nižnej Volgi.* Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 89, 154.
Ivanov, N. N., 1959: *Pojasa kontinentaljnosti zemnogo šara.* Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 91, 410.
Jaroslavcev, I. N., 1952: *Aljbedo estestvennogo pokrova počvy v Taškente.* Izvestija AN SSSR. Serija geografičeskaja 1, 85.
Jenkins, I., 1969: *Increase in averages of sunshine in Greater London.* Weather 24, 52.
Johnson, D. H., 1964: *Climatic aids.* WMO, Technical Note No. 64, 116. Geneva.
Johnson, D. H., 1965: *African synoptic meteorology.* WMO, Technical Note No. 69, 48. Geneva.
Juras, J., 1985: *Neke karakteristike promjene klime Zagreba u posljednjem tridesetljeću.* Geofizika 2, 93.
Juras, V., 1992: *Analiza klimatskih anomalija na području Hrvatske u 1991. godini.* Izvanredne meteorološke i hidrološke prilike 1991. u Republici Hrvatskoj, 15.-20.
Karapiperis, L. N., 1954: *Über eine Klassifizierung der Etesien auf Grund der herrschenden isobarischen Zustände.* Meteorologische Rundschau 7, 6.
Kendrew, W. G., 1957: *Climatology.* Oxford.
Kendrew, W. G., 1961: *The Climates of the Continents.* Oxford.
Kirigin, B., 1963: *Prikaz klimatskih prilika planine Medvednice.* HMZ SRH, Rasprave i prikazi 9, Zagreb.
Kirigin, B., 1975: *Rezultati posebnih istraživanja o stanju cesta za potrebe planiranja i održavanja cestovne mreže u SR Hrvatskoj.* DMS, Rasprave, pos. štev., 283. Ljubljana.
Kirigin, B., N. Šinik, S. Bertović, 1971: *Klimatski podaci SRH, razdoblje 1948.-1960.* RHMZ SRH, Građa za klimu Hrvatske, ser. II, br. 5. Zagreb.
Klein, A. – M., 1953: *Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit.* Versuch einer Rekonstruktion aus dem Höhenuntersschied zwischen damaliger und heutiger Schneegrenzlage. Petermanns Geographische Mitteilungen 97, 98.
Kluge, M., B. Krawczyk, 1964: *Mapa albeda okolic Wojcieszowa Górnego.* Przegląd Geograficzny 36, 131.
Koolj, L. V., 1967: *Aktivnost' passatnyh frontov nad Atlantičeskim okeanom.* Meteorologija i gidrologija 6, 50.
Köppen, W., 1918: *Klassifikation der Klimate nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf.* Petermanns Geographische Mitteilungen 64, 193, i 248.
Köppen, W., 1936: *Das geographische System der Klimate.* Handbuch der Klimatologie I, C. Berlin.
Kosack, H. – P., 1956: *Zur Frage des Wasserhaushalts in der Antarktis.* Polarforschung 24, 286.
Koteswaram, P., 1958: *The easterly jet stream in the tropics.* Tellus 10, 43.
Koteswaram, P., C. A. George, 1958: *On the Formation of Monsoon Depressions in the Bay of Bengal.* Indian Journal of Meteorology and Geophysics 9.
Kratzer, P. A., 1956: *Das Stadtklima.* Braunschweig.
Kraujalis, M. W., 1972: *Wpływ miasta na lokalne warunki klimatyczne.* Geografia w szkole 25, 57.
Kričak, O. G., 1956: *Sinoptičeskaja meteorologija.* Leningrad.
Krstić. M., 1983: *Uporedna analiza zagađenosti vazduha republičkih centara sa SO_2 i dimom.* Zaštita atmosfere 11 (1), 15, Sarajevo.
Küchle-Scheidemantel, I., 1956: *Der Dauer der Schneedecke in Europa.* Petermanns Geographische Mitteilungen 100, 185.
Lamb, H. H., 1966: *Climate in the 1960's. Changes in the world's wind circulation reflected in prevailing temperatures, rainfall patterns and the levels of the African Lakes.* Geographical Journal 132, 183.
Lamb, H. H., 1967: *Britain's changing climate.* Geographical Journal 133, 445.
Lamb, H. H., 1968: *Britain's climate in the past.* The Changing Climate: selected papers by H. H. Lamb. London.

Lamb, H. H., 1969: *Climatic Fluctuations*. In: H. Flohn, edit. World Survey of Climatology, Vol. 2, General Climatology, New York.

Lamb, H. H., R. P. W. Lewis, A. Woodroffe, 1966: *Atmospheric circulation and the main climatic variables*. Proc. Intern. Symp. World Climate from 8000 to O B. C., Roy. Meteorolog. Soc., London, 174.

Landsberg, H. E., 1945: *Climatology*. F. A. Berry, E. Bollay, N. R. Beers: Handbook of Meteorology, 927. New York.

Landsberg, H. E., 1956: *The Climate of Towns*. Man's Role in Changing the Face of the Earth, izd. W. L. Thomas, 584.

Landsberg, H. E., 1958: *Physical Climatology*. Du Bois.

Landsberg, H. E., H. Lippmann, K. Paffen, C. Troll, 1963: *Weltkarten zur Klimakunde*. Izvor: Wallén, Climates of Northern and Western Europe. World Survey of Climatology 5.

Lang, R., 1915: *Versuch einer exakten Klassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht*. Internationale Mitteilungen für Bodenkunde 5, 312.

Lang, R., 1920: *Verwitterung und Bodenbildung als Einführung in die Bodenkunde*. Stuttgart.

Lauscher, F., 1951: *Über die Verteilung der Windgeschwindigkeit auf der Erde*. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, B. 2, S. B. 427.

Lauscher, F., 1965: *Die globale Verteilung der Zahl der Tage mit Niederschlag*. Wetter und Leben 17, 197.

Leighton, P. A., 1966: *Geographical Aspect of Air Pollution*. Geographical Review 56, 151.

Leuze, E., 1966: *Die Scilly-Inseln*. Erdkunde 20, 93.

Liljequist, G. H., 1974: *Allgemeine Meteorologie*. Braunschweig.

Lowry, W. P., 1967: *The climate of cities*. Scientific American 217, 2, 15.

Ludlam, F. H., 1961: *The hailstorm*. Weather 16, 152.

Ludwig, F. L., 1970: *Urban temperature fields*. WMO, Techical Note No. 108, 80. Geneva.

Lukšić, I., 1967: *Zmorac i kopnenjak u Sutivanu na otoku Braču*. Hidrografski godišnjak, 125.

Lukšić, I., 1969: *Interesantan slučaj bure u Senju 9. XII. 1968. godine*. Vijesti iz Hidrometeorološke službe SR Hrvatske 19 (3-4), 19.

Lukšić, I., 1972: *NE strujanje nad sjeverozapadnom Hrvatskom i bura na sjevernom Jadranu*. VIII. savjetovanje klimatologa Jugoslavije, 253. Beograd.

Lukšić, I., 1975: *Bura u Senju*. Senjski zbornik 6, 467. Senj.

Lysgaard, L., 1949: *Recent climatic fluctuations*. Folia geographica danica 5. København.

Macgowan, K., 1950: *Early man in the New World*. New York.

Makjanić, B., 1959 a: *Zrakoplovna meteorologija aerodroma Zagreb-Lučko*. HMZ NRH, Rasprave i prikazi 3, Zagreb.

Makjanić, B., 1959 b: *Die wechselseitige Beeinflussung von Seewind und Bora*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 54, 218.

Makjanić, B., 1961: *Jadransko more. Klima*. Pomorska enciklopedija 3, 543.

Makjanić, B., 1966: *Prilog poznavanju klime grada Senja*. Pomorski zbornik 4, 603, Zadar.

Makjanić, B., 1966.-1967: *Bura*. Matematičko-fizički list 17 (2), 49. Zagreb.

Makjanić, B., 1978: **Bura, jugo, etezija**. SHMZ, Prilozi poznavanju vremena i klime SFRJ, sv. 5. Beograd.

Makjanić, B., B. Penzar, B. Volarić, I. Penzar, I. Lisac, 1979: *Klimatska karta Hrvatske prema Köppenovoj klasifikaciji za razdoblje 1950.-1977*. Geofizički zavod PMF, Zagreb.

Maksić, B., 1961: *Sinoptička meteorologija*. Pomorska enciklopedija 7, 127.

Maksimov, I. V., 1969: *O novejših podnjatijah Pamiro-Altaja*. Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 101, 109.

Maksimov. I. V., V. P. Karklin, 1969: *Sezonnye i mnogoletnie izmenenija geografičeskogo položenija i intensivnosti Sibirskogo maksimuma atmosferskogo davlenija*. Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 101, 320.

Maksimov, I. V., V. P. Karklin, 1970 a: *Sezonnye i mnogoletnie izmenenija geografičeskogo položenija i intensivnosti Azorskogo maksimuma atmosfernogo davlenija*. Izvestija AN SSSR. Serija geografičeskaja 1, 17.

Maksimov, I. V., V. P. Karklin, 1970 b: *Sezonnye i mnogoletnie izmenenija glubiny i geografičeskogo položenija Aleutskogo minimuma atmosfernogo davlenija za period s 1899. po 1951*. Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 102, 422.

Malovčak, P., 1955: *Statističko-tabelarni pregled i grafički prikaz čestina grmljavine za grad Osijek*. Vesnik HMS FNRJ 4, 41.

Manig, M., 1952 a: *Grenzwerte der Lufttemperatur im westilichen Deutschland*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone 42, 223.

Manig, M., 1952 b: *Karte der Windgeschwindigkeit für das westlichen Deutschland*. Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone 34.

Mardešić, P., 1957: *Kolumbo, Kristof*. Pomorska enciklopedija 4, 374.

Marisavljević-Lisac, I., 1963: *Studien über das Strahlungsklima in Karst Jugoslaviens*. Wetter und Leben 15, 235.

Markov, K. K., A. A. Veličko, G. I. Lazukov, V. A. Nikolaev, 1968: *Plejstocen*. Moskva.

Martonne, E. de, 1926: *Une nouvelle fonction climatique: l'indice d'aridité*. La Météorologie, 449.

Martonne, E. de, 1948: *Traité de géographie physique*, VII. izd. Paris.

Mason, B. J., 1970: *Future development in meteorology: an outline to the year 2000*. Quarterly Journal of the Royal Met. Soc. 96, 349.

Maunder, W. J., 1962: *A human classification of climate*, Weather 17, 3.

Mavrodiev, J., A. Lazarevski, 1971: *Problémes de l'influence du système montagneux de Šar-Pind sur le régime des précipitations dans la R. S. Macédoine*. Prace geograficzne 26, 339.

McDougal, I., i H. Wensink, 1966: *Paleomagnetism and Geochronology of the Pliocene-Pleistocene lavas in Iceland*. Earth Planetary Sci. Letters 1, 232.

Meetham, A. R., 1952: *Atmospheric Pollution*. London.

Meinardus, W., 1934: *Eine neue Niederschlagskarte der Erde*. Petermanns Geographische Mitteilungen 80, 1.

Mellor, M., 1959: *Mass balance studies in Antarctica*. Journal of Glaciology 3, 522.

Mercer, J. H., 1968: *The discontinuous glacio-eustatic fall in Tertiary sea level*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 5, 77.

Mercer, J. H., 1969: *Glaciation in Southern Argentina More than Two Million Years Ago*. Science 164, 823.

Milanković, M., 1948: *Astronomska taeorija klimatskih promena i njena primena u geofizici*. Beograd.

Milankovitch, M., 1930: *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen*. Handbuch der Klimatologie B. I, T. A. Berlin.

Miller, A. A., 1959: *Climatology*. London-New York.

Miller, G. J., A. E. Parkins, B. Hudgins, 1954: *Geography of North America*. New York.

Mitchell, J. M., B. Dzerdzeevskii, H. Flohn, W. L. Hofmeyr, H. H. Lamb, K. N. Rao, C. C. Wallén, 1966: *Climatic change*. WMO, Technical Note No. 79. Geneva.

Moran, J. M., M. D. Morgan, 1989: *Meteorology*. New York.

Muhenberg, V. V., 1967: *Aljbedo poverhnosti suši zemnogo šara*. Trudy glavnogo geofizičeskogo observatorija 193.

Muhenberg, V. V., L. A. Strokina, 1967: *Raspredelenie pogloščennoj radiacii na materikah i okeanah*. Trudy glavnogo geofizičeskogo observatorija 193, 37.

Müller, K., 1953: *Geschichte des badischen Weinbaus*. Laar in Baden.

Myers, V. A., 1964: *A cold front invasion of Southern Venezuela*. Monthly Weather Review 92, 513.

Neiburger, M., 1970: *Diffusion models of urban air pollution*. WMO. Technical Note No. 108, 248. Geneva.

Neuberger, H., J. Cahir, 1969: *Principles of climatology*. New York.

Nožilova, N. I., J. S. Petrovskij, 1967: *Cirkuljacionnye faktory klimata, 69*. U zborniku Klimaty Afriky. Moskva.

Olecki, Z., 1973: *Wpływ miasta na niektóre elementy bilansu radiacyjnego na przykładzie Krakowa*. Prace geograficzne 32, 105.

Paffen, K. - H., 1966: *Die täglichen Temperaturschwankungen als geographisches Klimacharakteristikum*. Erläuterungen zur einer neuen Weltkarte des aperiodischen Tagesamplitude der Lufttemperatur. Erdkunde 20, 252.

Palmén, E., 1951: *The aerology of extratropical disturbances*. Compendium of meteorology, izd. T. F. Malone, 599. Boston.

Palmén, E., 1954: *Über die atmosphärischen Strahlströhme*. Meteorol. Abh. Freien Univ. Berlin 2, H. 3, 35.

Papišta, D., 1979: *Složenost meteoroloških parametara na području Kvarnera*. Druga konferencija o zaštiti Jadrana, k. II., 137, Hvar.

Paradiž, B., 1989: *Nedopustive emisije menjaju klimu - katastrofa se mora sprečiti*. Zaštita atmosfere 17 (2), 72.

Paszyński, J., 1964: *Mikroklimatische Untersuchungen über den Wärmehaushalts der Erdoberfläche*. Zeitschrift für Angewandte Meteorologie 5, 55.

Pavišić, A. i B. Makjanić, 1947: *Meteorologija* I. Split.

Péguy, C., 1961: *Précis de climatologie*. Paris.

Pendleton, R. L., 1963: *Thailand*. New York.

Penzar, B., 1959: *Razdioba godišnjih količina oborine u Gorskom Kotaru*. HMZ NRH, Rasprave i prikazi 4, 29.

Penzar, B., 1962: *Quelques caractéristiques du foehn Sud-Ouest en Croatie*. VIe Congres int. de meteorol. Alpine, 67.

Penzar, B., 1971: *Pression et courants atmosphériques au-dessus de l'Adriatique et de la partie voisine du continent pendant l'été*. Idöjárás 8.

Penzar, B., 1977 a: *Prilog poznavanju klime grada Zagreba, I.* 2. Temperatura zraka. Radovi Geofizičkog zavoda PMF, Sveučilište u Zagrebu, III ser., br. 18, 35, Zagreb.

Penzar, B., 1977 b: *Tlak zraka*. Vjetar, Prilozi poznavanju vremena i klime SFRJ, sv. 2. Beograd.

Penzar, B., I. Penzar, 1960: *Raspodjela globalne radijacije nad Jugoslavijom i Jadranskim morem*. Hidrografski godišnjak 1959., 151.

Penzar, I., 1965: *Ovisnost direktne, difuzne i globalne radijacije o ekstinkciji u atmosferi*. Zbornik meteoroloških i hidroloških radova 2.

Penzar, I., 1969: *Zagreb - grad sa sve manje sunca*. Priroda 56, 267.

Penzar, I., 1977: 1. *Sunčevo zračenje*. Prilog poznavanju klime grada Zagreba, 1, 1-29. Sveučilište u Zagrebu, PMF, Geofizički zavod, Radovi III serija, br. 18, Zagreb.

Peppler, W., 1937: *Temperaturen des Wassers und der Luft auf dem Bodensee*. Reichsamt für Wetterdienst, Wissensch. Abh. 5, No. 7.

Perlroth, I., 1969: *Effects of oceanographic media on Equatorial Atlantic hurricanes*. Tellus 21, 230.

Pettersen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting*. II. izd. New York.

Pettersen, S., 1958: *Introduction to Meteorology*. II. izd. New York.

Plass, G. N., 1956: *The influence of the 15μ carbon dioxyde band on the atmospheric infra-red cooling rate*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 82, 310.

Pleško, N., N. Šinik, E. Lončar, 1974: *Klimatski potencijal zagađenosti zraka*. U: Ovisnost zagađenosti zraka u Zagrebu o meteorološkim faktorima. RHMZ SRH, Rasprave i prikazi 11, 65.-158, Zagreb.

Poje, D., 1962: *Ein Beitrag zur Aerologie der Bora über der Adria*. VI. Internationale Tagung für Alpine Meteorologie, 371.

Poje, D., Z. Žibrat, M. Gajić-Čapka, 1984: *Osnovne karakteristike naoblake i insolacije na području SR Hrvatske*. RHM, Rasprave 19, 49.

Polli, S., 1953: *Il vento sull'altipiano carsico di Trieste*. Annali di geofisica 6 (2), 285. Roma.

Polli, S., 1962: *Il progresivo aumento del livelo marino lungo le coste del Mediterraneo*. Ist. Sper. Talassografico, Publ. 390. Trieste.

Polli, S., 1970: *Liveli medi del mare di Trieste. Ist. Sper.* Talassografico, Publ. 459. Trieste.

Poser, H., 1947: *Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit*, Naturwissenschaften 34, 232. i 262.

Poser, H., 1948: *Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit*. Erdkunde 2, 53.

Pučnik, J., 1957: *Močne otoplitve v Jugoslaviji v dneh od 1. do 6. julija 1950*. Meteorološki zbornik I, 101.

Radinović, Đ., 1965: *On Forecasting of Cyclogenesis in the West Mediterranean and Other Areas Bounded by Mountain Ranges by Baroclinic Model*. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, S. A, B. 14, 279.

Radinović, Đ., D. Lalić, 1959: *Ciklonska aktivnost u zapadnom Sredozemlju*. Savezni HMZ. Rasprave i studije 7.

Rahmanov, V. V., 1967: *Kak veliko isparenie v oblastjah večnozelenyh tropičeskih lesov?* Meteorologija i gidrologija 10, 95.

Rakićević, T. L., 1971: *Utjecaj reljefa na donju granicu temperature, na primeru Sjenice i Zlatibora*. Zbornik radova Geografskog zavoda PMF Univerziteta u Beogradu 18, 5.

Rakovec, I., 1960: *O migracijah plejstocenskih sesalcev južno od Alp*. Geografski vestnik 32, 191.

Rao, N. S. B., S. Mazumdar, 1966: **A synoptic study of Rameswaram Cyclone of December 1964. and the storm caused by it**. Indian Journal of Meteorology and Geophysics 17, 171.

Reidat, R., 1971: *Über den Einfluss der Stadt auf die Niederschlagsverteilung bei starken Regenfallen in Hamburg*. Wetter und Leben, 23, 1.

Reinel, H., 1959: *Die Zugbahnen der Hochdruckgebiete über Europa als klimatologisches Problem*. Mitteilungen der Fränkischen Geographischen Gesellschaft 6, 1.

Reiter, R., 1966: *Luftverunreinigung und Kleinionendichte in Abhängigkeit von Windströmung und Austausch*. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, S. B, B. 14, 53.

Resch, W. F. E., 1967: *Das Rind in den Felsbilddarstellungen Nordafrikas*. Wiesbaden.

RHMZ SRH, 1970., *Atlas klime SFRJ*. Tabelarni podaci, 1931.-1960. Zagreb.

Riđanović, J., 1961: *Najkišovitiji predjeli Jugoslavije*. Hidrografski godišnjak 1960, 109.

Riehl, H., 1954: *Tropical Meteorology*, New York.

Riehl, H., 1963: *On the origin and possible modification of hurricanes*. Science 141, 1 001.

Riehl, H., 1965: *Introduction to the atmosphere*. New York.

Ripper, J. E., van, 1962: *Man's physical world*. New York.

Robavs, M, 1957: *Vpliv kaplje hladnega zraka na vreme Slovenije*. Meteorološki zbornik 2, 38.

Roglić, J., 1962: *Reljef naše obale*. Pomorski zbornik I, 3. Zagreb.

Rubinštejn, E. S., 1953: *O vlijanii raspredelenija okeanov i suši na zemnom šare na temperaturu vozduha*. Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 85, 373.

Rubinštejn, E. S., 1959: *O prirode poljusov holoda*. Izvestija Vsesojuznogo geografičeskogo obščestva 91, 265.

Rüge, U., 1965: *Weltweite Klimaschwankungen*. Meteorol. Abhandl. Inst. Meteorol. u. Geophys. Freien Univ. Berlin 51, 2.

Rumney, G. R., 1968: *Climatology and the World's Climates*. New York-London.

Ruschke, R. E., 1959: *Meteorological Glosary*. Boston.

Rutford, R. H., C. Craddock, T. W. Bastien, 1968: *Late Tertiary glaciation and sea level changes in Antarctica*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 5, 101.

Saha, K., 1970: *Interhemispeheric drift of radioactive debris and tropical circulation.* Tellus 22, 688.

Sawyer, J. S., 1947: *The structure of the Intertropical Front over N. W. India during the S. W. Monsoon.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 73, 346.

Schamp, H., 1964: *Die Winde der Erde und ihre Namen.* Regelmässige, periodische und lokale Winde als Klimaelemente. Ein Katalog. Wiesbaden.

Scherhag, R., 1950: *Die Schwankungen der allgemeinen Zirkulation in den letzten Jahrzeiten.* Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone 12.

Scherhag, R., 1960: *Einführung in die Klimatologie.* Braunschweig.

Schmidt, W., 1930: *Die tiefsten Minimum-Temperaturen in Mitteleuropa.* Naturwissenschaften 18., 367.

Schubart, L., 1942: *Praktische Orkankunde.* II. izd. Berlin.

Schulz, L., 1963: *Die winterliche Hochdrucklage und ihre Auswirkung auf den Menschen.* Berichte des Deutschen Wetterdienstes, B. 12. Nr. 88.

Schwarzbach, M., 1961: *Das Klima der Vorzeit.* Stuttgart.

Schwerdtfeger, W., 1970: *The Climate of the Antarctic.* World Survey of Climatology 14, 253. Amsterdam-London-New York.

Seidl, F., 1932: *Dinarskogorski fen.* Geografski vestnik 8, 3.

Seidl, F., 1935: *Dinarskogorski fen.* Geografski vestnik 11, 3.

Senger, M., 1957: *Gewonnenes Land.* Geographica Helvetica 12, 159.

Shaw, D. M., W. L. Donn, 1968: *Milankovitch Radiation Variations: A Quantitative Evaluation.* Science 162, 1270.

Sijerković, M., 1988: *Karakteristike olujne bure na sjevernom Jadranu.* Pomorski zbornik 26 (1), 633.

Simpson, G. C., 1934: *World Climate during the Quaternary Period.* Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 60, 425.

Singer, T. A., M. E. Smith, 1970: *A summary of the recommended guide for the prediction of the dispersion of air-borne effluents (ASME).* WMO, Technical Note No. 108, 306. Geneva.

Smeds, H., 1960: **Finland.** Geography of Norden. Oslo.

Snow, J. T., 1984: *The Tornado.* Scientific American 250 (4), 91.

Sofilj, M., Z. Mićević, 1967: *Odnos između vertikalne raspodjele temperature vazduha i koncentracije crnog dima-čađi u Sarajevu.* Zbornik radova povodom proslave 20 godina rada i razvoja HMSJ 1947.-1967. Beograd.

Srebrenović, D., 1970: *Problemi velikih voda.* Zagreb.

Steinhauser, F., 1966: *Über den Tagesgang des Niederschlags.* Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Ser. B, V. 14, 1.

Stone, R. G., 1936: *Fog in the United States and adjacent regions.* Geographical Review 26, 111.

Strahler, A. N., 1951: *Physical Geography.* New York.

Suess, H. E., 1956: *Absolute chronology of the Last Glaciation.* Science 123, 355.

Summers, P. W., A. H. Paul, 1957: *Some climatological characteristics of hailfall in Central Alberta.* Scientific Report, McGill University Stormy Weather Group MW-57. Toronto.

Suslov, S. P., 1947: *Fizičeskaja geografija.* Leningrad-Moskva.

Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, R. H. Fleming, 1952: *The Oceans.* Their physics, chemistry, and general biology. New York.

Száva-Kováts, J., 1938: *Verteilung der Luftfeuchtigkeit auf der Erde.* Ann. Hydrogr. marit. Meteorol. 66, 373.

Šegota, T., 1956: *Zaštitno djelovanje snijega od utjecaja hladnih zračnih masa početkom 1956. god.* Geografski glasnik 18, 57.

Šegota, T., 1967: *Paleotemperature Changes in the Upper and Middle Pleistocene.* Eiszeitalter und Gegenwart 81, 127.

Šegota, T., 1970: *Sekularne fluktacije temperature u Zagrebu.* Geografski glasnik 32, 39.

Šegota, T., 1973: *Radiocarbon Measurements and the Holocene and Late Würm Sealevel Rise.* Eiszeitalter und Gegenwart 23/24, 107.

Šegota, T., 1986 a: *Srednja temperatura zraka u Zagrebu.* Geografski glasnik 48, 13. Zagreb.

Šegota, T., 1986 b: *Relativni udio padalina u Jugoslaviji u toploj i hladnoj polovici godine.* Radovi Geografskog odjela PMF-a 21, 3. Zagreb.

Šegota, T., 1987 a: *Utjecaj Zagreba na Sunčevu radijaciju i trajanje sijanja sunca.* Geografski horizont 33 (1-4), 217, Zagreb.

Šegota, T., 1987 b: *Maksimalne temperature zraka u Zagrebu.* Radovi Geografskog odjela PMF-a Sveučilišta u Zagrebu 24, 5, Zagreb.

Šegota, T., 1988: *Minimalne temperature zraka u Zagrebu.* Geografski glasnik 50, 7, Zagreb.

Ševčenko, E. J., 1964: *Lučistyj teploobmen v prizemnom sloe vozduha v rajone g. Vorkuty.* Izvestija AN SSSR. Serija geografičeskaja 2, 107.

Šulek, B., 1875: *Hrvatsko-njemačko-talijanski rječnik znanstvenog nazivlja.* Zagreb.

Tannehill, J. R., 1947: *Drought, its causes and effects.* Princeton.

Thomas, D. S. G., 1993: *Sandstorm in a teacup? Understanding desertification.* The Geographical Journal 159 (3), 318.

Thorarinsson, S., 1937: *Vatnajökull.* Geografiska Annaler 19, 161.

Trewartha, G., 1954: *An Introduction to Climate.* New York.

Trewartha, G., 1962: *The Earth's Problem Climates.* Madison.

Troll, C., 1952: *Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihre Einfluss auf Niederschlag und Vegetation.* Bonner Geographische Abhandlungen 9, 124.

Tutiš, V., S. Britvić, 1993: *Olujno jugo na Jadranu, 5.-10. prosinca 1992.* Izvanredne meteorološke i hidrološke prilike u Republici Hrvatskoj 16, 27.-34.

Vajda, Z., 1947: *Utjecaj klimatskih kolebanja na sušenje hrastovih posavskih i donjopodravskih nizinskih šuma.* Institut za šumarska istraživanja 1, Zagreb.

Vederman, J., 1954: *The Life Cycles of Jet Streams and Extratropical Cyclones.* Bulletin of the American Meteorological Society 35, 239.

Visher, S. S., 1955: *Weather and Climate.* The North American Midwest. New York i London.

Volarić-Mršić, I., 1970: *Istraživanje polena u uzduhu u nekim krajevima Hrvatske.* Acta Botanica Croatica 29, 83.

Vonder Haar, T. H., V. E. Suomi, 1969: *Satellite Observations of the Earth's Radiation Budget.* Science 163, 667.

Vowinckel, E., S. Orvig, 1967: *The inversion over the Polar Ocean.* WMO, Technical Note No. 87, 39. Geneva.

Vowinckel, E., S. Orvig, 1970: *The Climate of the North Polar Basin, World Survey of Climatology 14, 129.* Amsterdam-London-New York.

Vučetić, V., 1988: *Bora on the Northern Adriatic, 12.-18. April 1982.* RHMZ SRH, Centar za meteorol. istr. Rasprave 23, 27.

Vujević, P., 1931: *Documents historiques sur les variations de climat dans les territoires du Royaume de Yougoslavie et des contrées avoisinantes*, Union Géographique Internationale, Comité National du Royaume de Yougoslavie. Beograd.

Vujević, P., 1948: *Meteorologija.* Beograd.

Vujević, P., 1953: *Podneblje FNR Jugoslavije.* Arhiva za poljoprivredne nauke VI, 12.

Wagner, H., 1921: *Die Flächenausdehnung der Koppenschen Klimagebiete der Erde (1918.).* Petermanns Mitteilungen 67, 216.

Wallén, C. C., 1970: *Introduction. World Survey of Climatology 5, 1.* Amsterdam-London-New York.

Wallington, C. E., 1960: *An introduction to lea waves in the atmosphere.* Weather 15, 269.

Wallington, C. E., 1965: *Gliding through a sea-breeze front.* Weather 20, 140.

Weickmann, L., 1963: *Mittlere Luftdruckverteilung im Meeresniveau während der Hauptjahreszeiten im Bereich um Afrika, in dem Indischen Ozean und in den angrenzenden Teilen Asiens.* Meteorologische Rundschau 16, 89.

Weischet, W., 1955: *Die Geländeklimate der Niederrheinischen Bucht und ihrer Rahmenlandschaft.* Münchner Geographische Hefte 8.

Weischet, W., 1956: *Die räumliche Differenzierung klimatologischer Betrachtungweisen.* Ein Vorschlag zur Gliederung der Klimatologie und zu ihrer Nomenklatur. Erdkunde 10, 109.

Weischet., W., 1965: *Der tropisch-konvektive und der aussentropisch advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung.* Erdkunde 19, 6.

Weischet, W., 1966: *Zur Klimatologie der Nordchilenischen Wüste.* Meteorologische Rundschau 19, 1.

Weischet, W., 1969: *Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge im Tropengebirgen.* Die Erde 100, 287.

Wexler, H., 1959: *Geothermal heat and glacial growth.* Journal of Glaciology 3, 25, 420.

Wickham, P. G., 1966: *Weather for gliding over Britain.* Weather 21, 154. i 180.

Winstanley, D., 1970: *The North African flood disaster, September 1969.* Weather 25, 390.

Woldstedt, P., 1954: *Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa.* Eiszeitalter und Gegenwart 4.-5., 5.

Woldstedt, P., 1958: *Eine neue Kurve der Würm-Eiszeit.* Eiszeitalter und Gegenwart 9, 151.

Yoshimura, M., K. Nakamura, M. M. Yoshino, 1976: *Local Climatological Observations of Bora in the Senj Region on the Croatian Coast.* M. M. Yoshino, edit.: Local Wind Bora, 21, Tokyo.

Yoshino, M. M., 1969: *Climatological Studies on the Polar Frontal Zones and the Intertropical Convergence Zones over South, Southeast and East Asia.* Climatological Notes 1, Tokyo.

Yoshino, M. M., 1972: *Monthly Mean Wind Frequency and Force by Directions at the Selected Climatological Stations in Yugoslavia.* Climatological Notes 10, 23.-44. Tokyo.

Zimmerschied, W., 1958: *Vorläufige Mitteilungen über die Niederschlagsverhältnisse in Ekuador.* Meteorologische Rundschau 11, 156.

Zorè-Armanda, M., 1978: *Temperatura mora.* SHMZ, Prilozi poznavanju vremena i klime SFRJ, sv. 4, 103. Beograd.

Zverev, A. S., 1968: *Sinoptičeskaja meteorologija.* Leningrad.

Žibrat, Z., M. Gajić-Čapka, 1986: *Globalno zračenje na području SR Hrvatske,* RHMZ, Rasprave 21, 47.

KAZALO POJMOVA

A

adijabata 175
adijabatska promjena temperature 174
advekcija 57
– vodene pare 157, 174
aerosol 7
akcijski centri 117, 119
albedo 40
amplituda 28
– dnevna a. temperature 67
– godišnja a. temperature 98
– naoblake 170
anemograf 124
anemometar 124
anomalija 100
– padalina 195, 342
– temperature 99, 340, 395
antarktički pojas niskog tlaka 118
anticiklogeneza 253
anticiklona 115, 238, 252
– azorska 253
– bermudska 253
– blokirajuća 233, 255
– glacijalna 333
– hladna 114, 231, 255
– jukonska 255
– sekundarna 115, 255
– suptropska 117, 252
– termodinamička 257
– topla 114
– unutar obitelji ciklona 258
– visinska 238, 275
– završna 257
apsorpcija 30
aridnost 39, 289, 292
arktički morski dim 160
atlantik 348
atmosfera 5
– baroklina 223
– barotropna 223
– kemijski sastav 6
– ravnoteža 175
– slobodna 21, 126
– vertikalna struktura 20
– zagrijavanje i hlađenje 54

B

baguio 248
bakterije 6
barički greben 115
barički reljef 114, 219
baričko sedlo 115
barometrijska stopa 113
bezjezgrena zima 74, 89, 332
bezmrazni period 62
bilanca
– dugovalne radijacije 52
– energetska 52
– kratkovalne radijacije 46
– radijacijska 51
– toplinska 51
– ukupne radijacije 53
– vode 152
blatna kiša 405, 418
blizard 138, 199
bofori 124, 199
bura 216, 230, 316, 403, 404, 411, 420
– anticiklonska 404, 421
– ciklonska 405, 422
– dnevni hod 423
– godišnji hod 424
burin 420

C

cacimbo 161
ciklogeneza 222, 234
ciklona 115, 222
– cirkumpolarna 221
– frontalna 221
– izvantropska 221
– kvazistacionarna 232
– matična (centralna) 115, 230
– obitelj 230
– odvojena 237, 241
– okluzija 224
– putanje 235, 319, 408
– regeneracija 225, 234
– retrogradno gibanje 229
– sekundarna 115, 230
– tropska 221

– valna 220
– visinska 237, 275
cirkulacija zraka 208
– dolinska 217
– meridionalna 276
– monsunska 278
– opća (planetarna) 208, 269
– padinska 214
– planinska 218
– sekundarna 219
– tercijarna 209
– trostanična 276
crta kontinentalnosti 446

Č

čađa 6, 78

D

dan, hladni 62, 96
– ledeni 62
– oblačni 171
– s mrazom 62, 96
– s toplom noći 62
– topli 62
– vedri 171
– vrući 62
depresija 115, 220, 221
– azijska monsunska 240
– orografska ili zavjetrinska 222, 239
– sudanska 240
– termička 240
– tropska 222, 241
dezertifikacija 343
difluencija 125
difuzija 7
– molekularna 126
– turbulentna 56
difuzograf 32
difuzometar 32
dijatermnost 29
dim 7, 16, 18
dimljenje mora 429
dimna kapa 16
divergencija 219
dolina, barička 115
– monsunska 242, 245
– termička 237
– visinska 271, 275

Dž

džungla 297

E

efekt staklenika 51
ekspanzija 57
– adijabatska 175
ekspozicija 24
– cirkulacijska 132, 176
– insolacijska 25, 66
ekstinkcija 28
ekvatorski pojas niskog tlaka 116
ekvatorski pojas tišina 134
ekvatorski zapadni vjetar 277
element, klimatski 4
– turbulentnosti 126
etezija 134, 317, 429
evaporacija 151
evapotranspiracija 152
– potencijalna 152

F

faktor, klimatski 4
– kišni 289
fen 176, 229, 433
– anticiklonski 229
– ciklonski 229
– dinarskogorski 419, 433
– južni 229, 419
– sjeverni 229
firn 199
fotometar 33
fotoperiodizam 38
fotosinteza 37
fronta 143
– antarktička 144
– arktička 144
– ekvatorska 144
– hladna 224
– intertropska 144
– klimatska 140, 144
– mediteranska 146, 316
– meridionalna 135, 254
– okludirana 224
– pasatna 135, 254
– planetarna 272
– polarna 144
– prizemna 227
– pseudohladna 264
– sekundarna 227
– stacionarna 224
– topla 224
– troposferska 227
– tropska 144
– visinska 227
– zmorca 212
frontogeneza 143, 219
frontoliza 225

G

garbin 419
garua 161
geografija 2
glacijacija 369
glacijal 352, 364
glacioeustatizam 350
glavni zapadni vjetrovi 136
gradijent 28
– horizontalni g. temperature 87
– meridionalni g. temperature 28
– vertikalni g. padalina 441
– vertikalni g. temperature 75
grego 430
grozd oblaka 260

H

Hadleyeva stanica 261, 276
hariken 245
heliograf 34
hidrološki ciklus 152, 173
hidrometeori 7
higrograf 155
higrometar 155
higroskopne čestice 158
hladna kaplja 122, 238, 255, 274
humidan 289

I

indeks aridnosti 290
indeksni ciklus 275
insolacija 22
– trajanje 36
intercepcija 173
interglacijal 358, 364
interstadijal 358
inverzija, pasatna 77
– temperature 75, 77
– vlage 155
ionosfera 21
isparavanje 58, 151, 173
istočni val 241, 244
izanomala 101
izmaglica 159
izoamplituda 98
izobara 113, 219
izohela 34
izohijeta 188
izohipsa 116
izonefa 169
izopleta 42, 181
izoterma 83

J

jezgra, kondenzacije 7, 158
– sublimacije 7, 158
jugo 230, 317, 416, 417
– ciklonsko 418
– anticiklonsko 406, 417

K

kaplja, hladnog zraka 237
– toplog zraka 238, 255
klasifikacija klima 287
kiša, intenzitet 172
– kisela 20
– postanak 167, 168
– zenitna 181, 183, 295
klima 1, 5
– fluktuacija 337
– instrumentalnog perioda 338
– kontinentska 61
– lokalna 3
– maritimna 61
– matematička 5
– modifikator 3
– posljednjeg glacijala 352
– regionalna 3
– solarna 5
– subregionalna 3
– varijacija 337
klimatografija 2
klimatologija 2
klimatska oscilacija 338
klimatski indeks 288
klimatski optimum 348
– sekundarni 347
– atlantski 348
klimatski trend 338
koeficijent propustljivosti 28
kompresija 57
– adijabatska 175
kondenzacija 151, 157
– razina 175
kondukcija 55
konfluencija 125
kontinentalnost 61
konvekcija 56, 167
– stanična struktura 260
– prisilna 178, 180, 227, 229, 263
– termička 260
konvergencija 219
– intertropska 134, 144, 148, 241
– tajvanska 149
konjske širine 136
kopnenjak 210, 429
krivulja osunčanja 372
kvarnero 420

L

lebić 430
les 355, 361
levanat 430
linija nestabilnosti 227, 264

M

maestral 429
magla 10, 158
– advekcijski tipovi 159
– advekcijsko-radijacijska 160
– frontalna 159
– ledena 159
– morska 160
– obalna 160
– pretfrontalna 160
– prizemna 159
– radijacijski tipovi 160
– suha 159
– tropskog zraka 160
– uzlazna 160
– visoka 160
– zafrontalna 160
– zračnih masa 159
makroklima 3
maksimum, antarktički 117
– arktički 117
– australski 118
– azijski 118
– azorski (sjevernoatlantski) 118, 122
– barometarski 115
– južnoamerički 118
– južnoatlantski 118
– južnopacifički 118
– kanadski 118
– mauriciuski (južnoindijski) 118
– sibirski 118, 123
– sjevernopacifički 118
– termički 114
malo ledeno doba 345
maritimnost 61
mezoklima 3
mezokonvekcijske stanice 260
mezopauza 21
mikroklima 3
mikroklimatologija 3
mikrometeorologija 3
minimum, aleutski 118, 121
– australski 117
– barometarski 115
– ciparski 316, 318
– đenovski 316
– hladni 237
– islandski 118, 120
– južnoafrički 117
– južnoamerički 117
– južnoazijski 118
– mediteranski 118
– saharski 318
– sjevernoamerički 118
– sjevernoatlantski 118
– termički 114
mistral 316, 402, 429
mlazna struja 219, 271
– polarne fronte 222, 233, 272
– suptropska 272
– tropska istočna 242, 273
modifikatori 5
monsuni 136, 278
mraz 96, 207

N

naoblaka 168
nepogoda 222, 259, 280, 286
– dnevni hod 266
– frontalna 262
– izvantropska 262
– orografska 262
– termička 262
– unutar zračne mase 262
– u tropima 260

O

oblaci, klasifikacija 166
– kumuliformni 167
– noktilucentni 167
– orografski 167
– postanak 165
– prašine 167
– sedefasti 167
– stratiformni 167
– valni 167
– vulkanski 167
onečišćenje atmosfere 8, 15
optička masa atmosfere 29
oštro 430
otok, hladnog zraka 237
– toplinski 109, 111
ozon 21
ozonopauza 21
ozonosfera 21
ozonska rupa 21

P

padaline 167
– broj dana s padalinama 172, 194
– dnevni hod 181
– godišnji hod 183, 444
– frontalne 180
– inverzija 178
– intenzitet 172
– konvekcijske 177
– mjerenje 171
– negativna 192
– orografske 178, 180
– postanak 165, 175
– varijabilnost 196
– vrste 167
paleoklimatologija 367
paleomagnetizam 374
paleotemperature 356
pasati 135
pelud 7
pepeo 6
perhumidan 289
periglacijalni oblici 353
pijavica, morska 266
piranograf 38
piranometar 38
planetarna frontalna zona 223, 271
planetarni granični sloj 21, 125
ploha, diskontinuiteta 143
– frontalna 143
– izobarna 113
pluvijal 361
pluviometrijski kvocijent 290
– režim 185
područje, ciklogenetsko 234
– frontogenetsko 143
– frontolitičko 225
– niskog tlaka 115
– visokog tlaka 115
polarni istočni vjetrovi 137
polarno područje visokog tlaka 116
poledica 167
polutanti 8
polje 56
– niskog tlaka 115
– skalarno 56
– strujno 210
– vektorsko 56
– visokog tlaka 115
poremećaji 220
posolica 429
pothlađena voda 151
prašina 6, 15
prerijski klin 307
primjese 6
prizemni poremećeni sloj 3, 126
promjena klime 337
– historijska 345
– holocenska 345
– prije virma 364
– sekularna 337
– suvremena 337
– u dalekoj geološkoj prošlosti 369
– u instrumentalnom periodu 337
– u posljednjem glacijalu 352
– uzroci 369
promjena vremena 4
protuzračenje atmosfere 50
psihrometar 155
pulenat (punenat) 430

R

radijacija 22
– atmosferska 50
– difuzna 30, 32
– direktna Sunčeva 29
– dugovalna 48
– efektivna 52
– ekstraterestrička 22
– globalna 38
– kratkovalna 29
– terestrička 50
raspršavanje 31
rasvjeta 33
refleksija 29
rosa 207
rosište 156
rosulja 159, 167

S

sediment 6, 17
semiaridan 190, 289, 301
semihumidan 289
smog 10
snijeg 167, 171, 192, 198, 202
snježna, granica 201, 350
– mećava 198
– vijavica 198
snježni pokrivač 70, 202
solarna konstanta 23
spore 7
stadijal 358
stratopauza 21
stratosfera 21
strujanje 124
– laminarno 125
– turbulentno 125
– zonalno 274, 276
strujnica 125
sublimacija 58, 151, 157
subpluvijal 348
subpolarno područje niskog tlaka 136
suha mutnoća 6, 159
suhi zrak 6
sumaglica 159
supsidencija 57
suptropski pojas, visokog tlaka 116
– tišina 136
suša 343

Š

široko 405, 417, 418, 430

T

tajfun 248
temperatura 54
– dnevni hod 61, 79
– godišnji hod 68
– horizontalna raspodjela 83
– izotopska 357
– redukcija 83
– srednja dnevna 62
– srednja godišnja 68
– srednja mjesečna 74
– vertikalna raspodjela 74, 107, 109
termička ruža vjetrova 414
termička vodljivost 55
termički ekvator 88, 147
termički stupanj kontinentalnosti 288
termopauza 21
termosfera 21
tlak zraka 112
– horizontalni gradijent 124
– redukcija 113
– vertikalna raspodjela 112
topla kaplja 255
toplina 55
– latentna 56, 151
– specifična 57
– sublimacije 58
– taljenja 58
tornado 262, 264, 267
trajektorija 125, 228
– ciklone 235
– anticiklone 260
tramuntana 317, 430
transpiracija 152
trenje 124, 125
– unutarnje 125
– vanjsko 125
– turbulentno 125
tromba 267
tropopauza 21
– polarna 223
– umjerenih širina 223
troposfera 21
tropska oluja 245
tropski ciklon 221, 246, 296
tropski istočni vjetar 135, 277
tuča 167, 205, 263
turbulencija 56
– mehanička 125
– termička 125
turbulentni prijenos topline 56

V

valovi, dugi (Rossbyjevi) 239, 255, 274
– u pasatima 244
varijacija 7
– godišnja 7
– međugodišnja 338
viskoznost 125
vjetar 124
– anabatički 216
– čestina smjera 125
– dnevni hod brzine 127
– dolinski (danik) 217
– fjordovski 218
– geostrofički 124
– godišnji hod brzine 127
– gravitacijski 216
– inverzijski 138, 216
– katabatički 137, 216
– kinetička energija 127
– mahovitost 125
– mehanička turbulentnost 125
– niz padinu 216
– planinski (noćnik) 217
– relativna čestina smjera 125
– slapoviti 176
– termički 124
– uz padinu 216
vjetrulja 124
vlaga 150, 154
– apsolutna 154
– relativna 155
– specifična 155
vodena para 6, 159
– advekcija 173
– tlak 154
– transport 174
– zasićena 154, 175
voda u atmosferi 173
vrijeme 1
vrtlog, pješćani 266

W

Willy-willies (vili-vilis) 248

Z

zmorac 210, 429
zona, intertropska z. konvergencije 144, 148
– frontalna 143, 223
zonalna zapadna struja 274
zonalni zapadni vjetrovi 135, 271
zračenje v. radijacija
zračna masa 140
– antarktička 142
– arktička 142
– ekvatorska 142
– hladna 142
– klasifikacija 142
– kontinentska 143
– izvorišno područje 140
– labilna 143
– maritimna 143
– mediteranska 402, 406
– monsunska 142
– polarna 142
– stabilna 143
– topla 142
– transformiranje 141
– tropska 142